



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

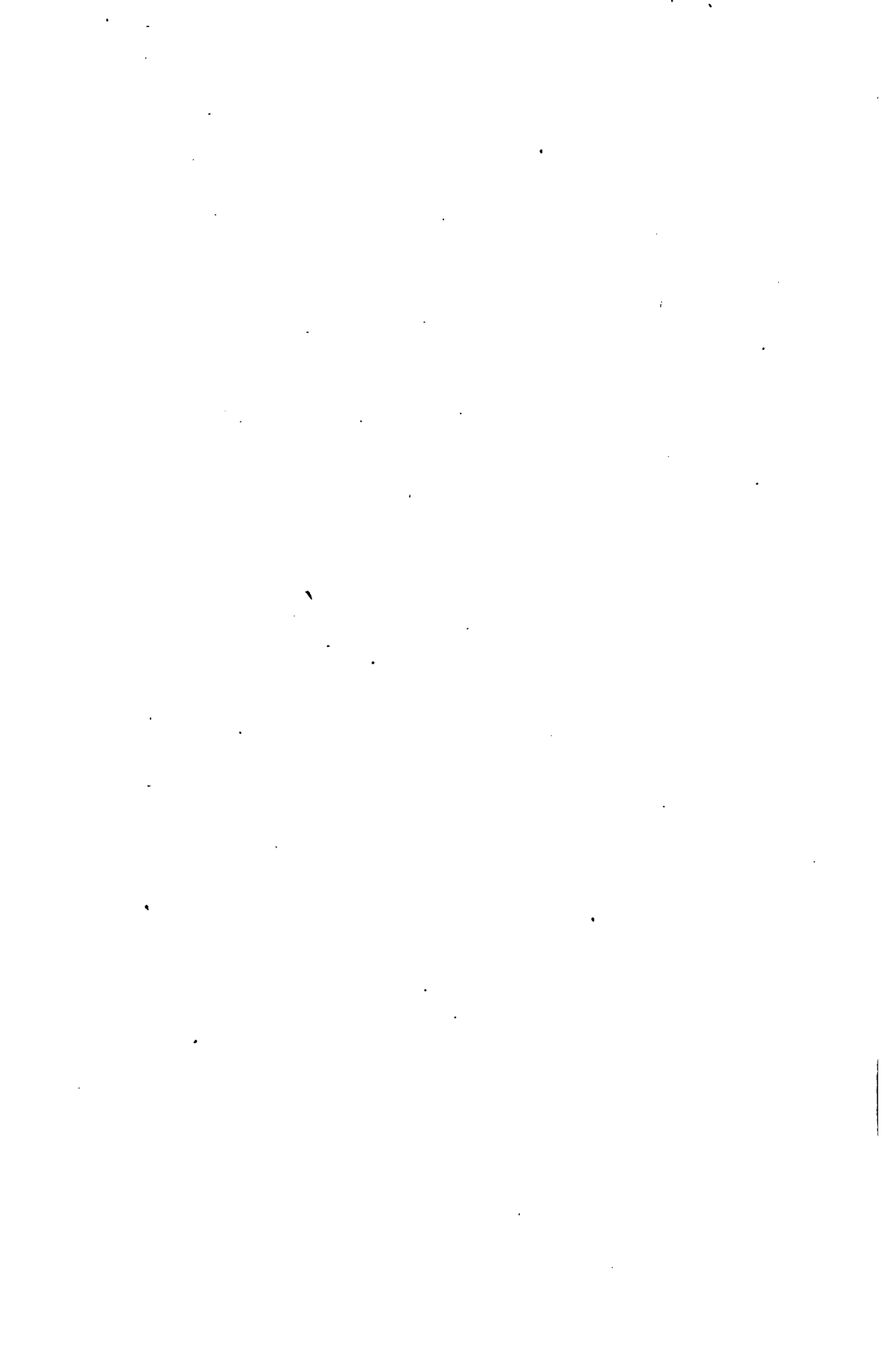
About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>

HARVARD UNIVERSITY



**LIBRARY OF THE
MINERALOGICAL
LABORATORY
UNIVERSITY MUSEUM**



Vol. VII.

1904—05.

No. 13—14.

BULLETIN

OF

THE GEOLOGICAL INSTITUTION

OF

THE UNIVERSITY OF UPSALA.

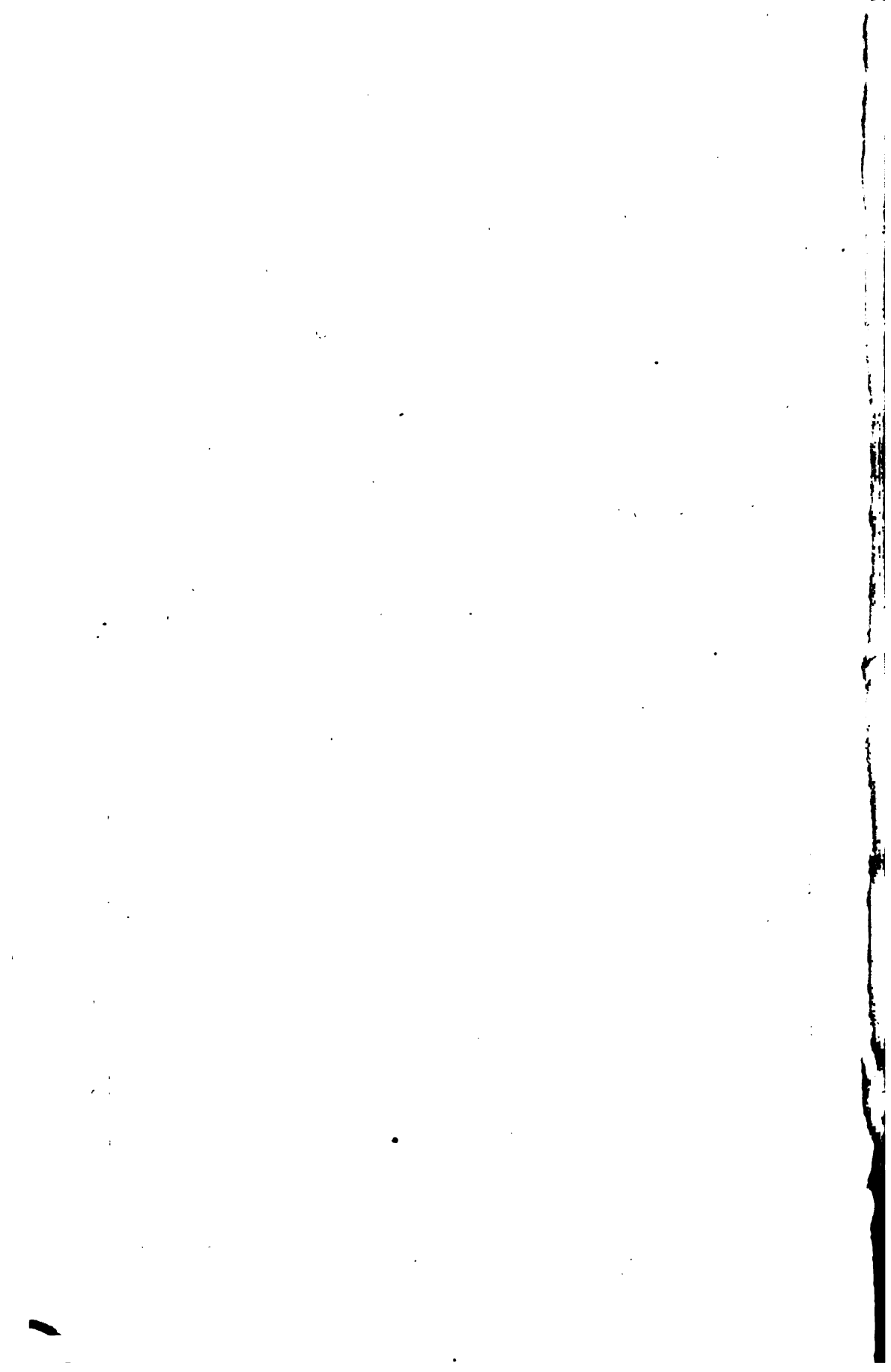
EDITED

BY

HJ. SJÖGREN.



UPSALA 1906
ALMQVIST & WIKSELLS BOKTRYCKERI-AKTIEBOLAG



BULLETIN
OF
THE GEOLOGICAL INSTITUTION
OF
THE UNIVERSITY OF UPSALA.

EDITED
BY
HJ. SJÖGREN.

VOL. VII.
(1904—1905.)



UPSALA 1906
ALMQVIST & WIKSELLS BOKTRYCKERI-AKTIEBOLAG

20-15
5-9

Table of Contents.

		Page
1.	BYGDÉN A. Über das quantitative Verhältnis zwischen Feldspat Quarz in Schritgraniten	1—18
2.	ANDERSSON, J. GUNNAR. On the Geology of Graham Land .	19—71
3.	NATHORST, A. G. Phyllothea-Reste aus den Falkland-Inseln. (Tafel 7)	72—76
4.	HOLMQUIST, P. J. Studien über die Granite von Schweden. (Tafeln 8—28)	77—269
5.	BENEDICKS, CARL. Yttriumhaltiger Mangangranat	271—277
6.	BENEDICKS, CARL. Umwandlung des Feldspats in Sericit (Ka- liglimmer)	278—286
7.	Palæontologische Notizen 7—12. (Tafeln 29—30)	287—296
	The Students' Association of Natural Science, Upsala, Geological and Physico-Geographical Division	297—301

I. Über das quantitative Verhältnis zwischen Feldspat und Quarz in Schriftgraniten.

Von

A. Bygdén.

Die in der Litteratur veröffentlichten Analysen von Schriftgraniten beschränkten sich bisher, soviel ich gefunden habe, auf die in VOGTS Arbeit: Die Silikatschmelzlösungen, II, S. 120, mitgeteilten. Das aktuelle Interesse, welches durch VOGTS Erörterungen den Schriftgraniten zuteil geworden, hat mich veranlasst, auch einige Analysen auszuführen, die einigermassen zur Erledigung der Frage über ihre Natur beitragen könnten, welche noch kaum endgültig festgestellt sein dürfte.

Ehe ich die Resultate meiner Analysen mitteile, erlaube ich mir aber, erst die Grundzüge von VOGTS theoretischer Auffassung der Schriftgranite in Kürze anzugeben. Er sucht die Richtigkeit der schon 1888 von TEALL¹ ausgesprochenen Meinung, dass die schriftgranitmässige (makro- bzw. mikropegmatitische, granophyrische) Zusammenwachsung von Feldspat und Quarz die eutektische Mischung derselben repräsentiere, zu beweisen und stützt sich dabei auf folgende Gründe, welche ich wörtlich zitiere:²

»1. Für den Schriftgranit (und Mikropegmatit, Mikrofelsit) ist nachgewiesen, dass der Feldspat und der Quarz *gleichzeitig* auskrystallisiert sind.

2. Für zahlreiche Gesteine ist festgestellt worden, dass der Schriftgranit (und Mikropegmatit, Mikrofelsit u. s. w.) das Krystallisations-Endprodukt darstellt.

3. Der Schriftgranit, wie auch die mikropegmatitische, mikrosphärolitische und mikrofelsitische Grundmasse, ergeben *dieselbe Struktur wie die eutektischen Legierungen*.

4. *Das Verhältnis Feldspat: Quarz* in dem Schriftgranit der Granitpegmatitgänge ist (bei überwiegend Or in dem Feldspat) entweder *genau konstant oder nur ganz kleinen Verschiebungen unterworfen*. —

¹ J. J. H. TEALL: British Petrography, London 1888, S. 401 und folg.

² J. H. L. VOGT: Die Silikatschmelzlösungen, II. Christiania 1904, S. 123.

Bull. of Geol. 1906.

Hieraus ziehen wir mit voller Sicherheit den Schluss, dass der Schriftgranit (und Mikropegmatit, Mikrofelsit u. s. w.) eine eutektische Mischung ist, und zwar von der Zusammensetzung rund 74% Feldspat : 26% Quarz.»

Als einen Mittelwert der Analysen giebt VOGT für Schriftgranite mit überwiegendem Or dieses Verhältnis näher bestimmt als 74,25% Feldspat : 25,75% Quarz an (mit einer Fehlergrenze von $\pm 2,5-3\%$).

Von diesen Werten ausgehend, sucht VOGT weiter auf theoretischem Wege die Zusammensetzung der eutektischen Mischungen zwischen Na-Feldspat : Quarz und Ca-Feldspat : Quarz in Tiefengesteinen zu berechnen und kommt zu dem Resultat, dass diese Verhältnisse ungefähr 75% Ab : 25% Quarz und 74,25% An : 25,75% Quarz sein müssen. Schliesslich giebt VOGT in einer Tabelle die aus diesen Zahlen berechnete prozentische Zusammensetzung der Schriftgranite auch mit den folgenden Kombinationen der verschiedenen Feldspatarten: 75 Or 22 Ab 3 An, 50 Or 45 Ab 5 An, 20 Or 70 Ab 10 An, 10 Or 70 Ab 20 An. Doch hebt er hervor, dass diese Prozente, wo es sich um Feldspat mit viel Ab und An handelt, durch zukünftige Präzisionsanalysen zu korrigieren sind, obgleich diese Korrekturen seiner Meinung nach nicht bedeutend sein werden.

In einem Aufsatz¹ über die Zusammensetzung der eutektischen Mischungen hat H. E. JOHANSSON mit Benutzung von VOGTS Analysen das Verhältnis Feldspat : Quarz in Schriftgraniten als Molekularproportionen berechnet und dabei gefunden, dass dieselben durch *einfache Zahlenverhältnisse* ausgedrückt werden können. Da die Molekulargrösse der Komponenten unbekannt ist, wurde die Berechnung mit Molekulargewichten ausgeführt, den Minimiformeln: KAlSi_3O_8 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, SiO_2 , entsprechend. Für Schriftgranite mit überwiegendem Or wird also das Molekularverhältnis Feldspat : Quarz ungefähr 2 : 3. Mit derselben Berechnungsmethode wird dagegen das Verhältnis in einem Oligoklasschriftgranit (VOGTS Analyse Nr. 6) ein anderes, nämlich rund 1 : 2, und in Albit-Quarz-Mikropegmatit aus dem Rödö-Gebiet (nach einer von HOLM-QVIST publizierten Analyse, siehe unten Tab. II S. 13) ungefähr 1 : 3. VOGT gegenüber will also JOHANSSON die »Ungleichwertigkeit« zwischen dem Kalifeldspat und den Plagioklasen in diesen als eutektisch bezeichneten Quarz-Feldspat-Mischungen hervorheben.

Ich habe meine Schriftgranitanalysen auch zu dem Zwecke ausgeführt, eventuell weitere Bestätigungen der von JOHANSSON nachgewiesenen einfachen Molekularverhältnisse zu erhalten und zu sehen, in welchem Grade dieselben von der Zusammensetzung des Feldspats abhängig sind.

Die Untersuchung ist an dem hiesigen mineralogischen Laboratorium ausgeführt, und bitte ich, dem Präfekten der Institution, Herrn Professor A. G. HÖGBOM, hiermit meinen Dank aussprechen zu dürfen für das Analysenmaterial, welches er mir gütigst zur Verfügung gestellt hat.

¹ Geologiska föreningens förhandlingar, Stockholm 1905. Bd 27 S. 119.

Für die Analysen wurden aus den Stufen Spaltstücke mit gleichartiger, typischer Schriftstruktur genommen, womöglich frei von makroskopisch sichtbaren dunklen Mineralkörnern. Besonderes Gewicht wurde darauf gelegt, bei der Pulverisierung ein etwaiges Wegspritzen von Material zu verhindern, woraus eine ungleichförmige Verschiebung der Quarz-Feldspat-Proportionen in dieser oder jener Richtung hätte folgen können; auch waren die gepulverten Quantitäten gross genug, damit die Analysenwerte, innerhalb der Fehlergrenzen der analytischen Arbeit, als der Zusammensetzung der respektiven Schriftgranite entsprechend angesehen werden können. Die Analysen wurden nach den gewöhnlichen Methoden (die Alkalibestimmungen nach LAWRENCE SMITH, siehe DITTRICH, *Gesteinsanalyse*, S. 35) ausgeführt und zwar mit im Sandexsiccator getrocknetem Material. Das spezifische Gewicht erhielt ich teils durch Wägung grösserer Stücke in Luft und Wasser (bei ca. 15° C.), teils durch Bestimmung des eigentlichen Gewichts einer Mischung von Bromoform und Benzol, worin kleinere Proben schwebten (mit WESTPHALS Wage). Die angegebenen Werte sind Mittel von mindestens zwei Bestimmungen.

Der Berechnung von Or, Ab, An lege ich die Molekularproportionen (nicht die prozentischen Werte) für K_2O , Na_2O und CaO zu Grunde und benutze folgende Molekulargewichte: Or = 279,45 Ab = 263,35 An = 279,10 SiO_2 = 60,40.

Ich teile hier erst die Resultate der verschiedenen Analysen mit, nebst einigen Angaben über das Vorkommen, den makro- und mikroskopischen Charakter der respektiven Schriftgranite, um dann die Schlüsse zusammenzufassen, welche ich aus diesen Analysen ziehen zu dürfen glaube.

Mikroklinschriftgranit aus Elfkarleö.

Dieser Schriftgranit findet sich in grossen, losen Blöcken in der Nähe der Eisenbahnstation Elfkarleö im nördlichen Uppland und stammt von den in jener Gegend gewöhnlichen Pegmatitgängen her. Der Pegmatit enthält neben den normalen Bestandteilen auch Muskovit. Die Stufe, welcher das Analysenmaterial entnommen wurde, bestand aus einem einzigen ca. 12×15 cm grossen Feldspatindividuum, von einem System von mehr oder weniger zusammenhängenden Quarzadern durchwachsen.



Fig. 1. *Schriftgranit, Elfkarleö*. Gitterstruierter Mikroclin (hell) Quarz (schwarz). Vergr. 12. Gekreuzte Nicols.

Der blassrote Feldspat zeigt sich unter dem Mikroskop (Fig. 1)¹ als ein völlig frischer Mikroklin mit perthitisch eingewachsenem Albit. Um Zufälligkeiten an dem Analysenmaterial zu entgehen und zugleich zu prüfen, ob dasselbe beim Auslesen in verschiedenen Fällen eine annähernd konstante Zusammensetzung bekomme, sind zwei Analysen (A und B) an Proben aus verschiedenen Teilen der Stufe ausgeführt worden. Die Resultate waren:

$$G = 2.58$$

	A %	B %	Mittel	Molekularproportionen	
SiO ₂	72.37	72.45	72.41	1.199	
Al ₂ O ₃	14.47	14.54	14.51	0.142	0.144
Fe ₂ O ₃	0.30	0.30	0.30	0.002	
CaO	0.13	0.14	0.13	0.002	0.144
K ₂ O	10.11	10.06	10.09	0.107	
Na ₂ O	2.17	2.21	2.19	0.035	
Glühverlust ...	0.32	0.25	0.28		
Sa.			99.91%		
			%		
Or.....			59.80	0.214	0.286 1
Ab			18.43	0.070	
An			0.56	0.002	
SiO ₂			20.71	0.343	1.20

$$\begin{aligned} \text{Feldspat [Or}_s\text{Ab}_1 \text{ (An)}]: \text{ Quarz} &= 79.19\% : 20.81\% \\ &= 1 : 1.20 \text{ Mol.} \end{aligned}$$

Mikroklinschriftgranit aus Skarpö.

In dem Feldspatbruch auf Skarpö bei Vaxholm, welcher, beiläufig gesagt, wegen des von HÖGBOM² beschriebenen Schriftgranits mit Hohlräumen an Stelle des Quarzes bemerkenswert ist, kommt auch normaler Schriftgranit ziemlich allgemein vor, und das Analysenmaterial wurde einer sehr feinstruierten Stufe dieser Art entnommen. Der schwach rotgefärbte Feldspat erscheint unter dem Mikroskop (Fig. 2) als hauptsächlich

¹ Die hier reproduzierten Mikrophotographien (Fig. 1 u. 2) sind gütigst von Herrn Apotheker A. Kockum ausgeführt.

² Bull. Geol. Inst. Upsala Vol. III, S. 436. Siehe auch meine Untersuchung S. 16.

aus gitterstruiertem Mikroklin bestehend, in gewissen Partien kaolinisiert, daneben auch etwas Oligoklas enthaltend.

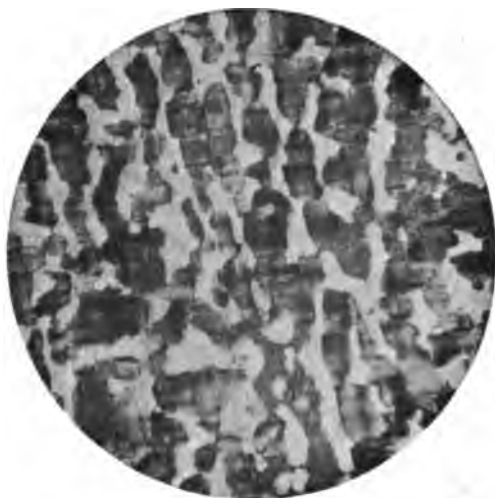


Fig. 2. *Schriftgranit, Skarpö.*

Gitterstruierter Mikroklin (dunkel) Quarz (weiss). Vergr. 12. Gekreuzte Nicols.

Das Resultat der Analyse war:

$$G = 2.59$$

	%	%	Mittel	Molekularproportionen
SiO ₂	74.58	—	74.58	1.235
Al ₂ O ₃	13.42	13.33	13.37	0.131
Fe ₂ O ₃	0.21	0.27	0.24	0.001
CaO	0.32	0.32	0.32	0.006
K ₂ O	—	9.80	9.80	0.104
Na ₂ O	—	1.16	1.16	0.019
Glühverlust ...	0.57	—	0.57	
		Sa.	100.04 %	
			%	
		Or	58.13	0.208
		Ab	10.01	0.038
		An	1.67	0.006
		SiO ₂	29.29	0.485
				0.252
				1
				1.92

Feldspat [Or₅Ab₁ (An)] : Quarz = 70.45 % : 29.55 %
= 1 : 1.92 Mol.

Das ziemlich unbedeutende Missverhältnis zwischen Tonerde und Alkalien dürfte von der Umwandlung des Feldspates in Kaolin abhängen.

Mikroklinschriftgranit aus Hitterö.

Die Analyse wurde an demselben Stück ausgeführt, welches in Prof. HÖGBOMS Arbeit: »Über einige Mineralverwachsungen«¹ abgebildet ist, (die Figur ist hier wiedergegeben, siehe Fig. 3) und ich erlaube mir, auf die selbstgelieferte, ausführliche Beschreibung dieses eigenartig ausgebildeten Schriftgranits, welcher über die ganze Stufe in Quarz- und Feldspatlamellen eingeteilt ist, hinzuweisen. Die Dicke dieser Lamellen wurde unter dem Mikroskop gemessen, und das Resultat liess vermuten, dass der Quarz in etwas grösserer Proportion als in den vorher bekannten K-Schriftgraniten vorhanden sei. Die eigenartige Struktur im vorliegenden Falle ermöglichte eine ganz spezielle Methode bei der Bestimmung des Verhältnisses zwischen den Komponenten. Aus der Stufe wurden senkrecht zu den Lamellen vierseitige Prismen gesägt,



Fig. 3. *Schriftgranit, Hitterö.* Schnitt nach der Spaltfläche M des Feldspats. Mikroklinterthit (hell) Quarz, (dunkel.) (Nat. Gr.).

an einem Ende von Quarzplatten, an dem anderen von Feldspat begrenzt. Durch abwechselnde Erwärmung und Abkühlung lösten sich die Minerale an der Berührungsfläche von einander, so dass die Prismen mit Leichtigkeit zerteilt und die Komponenten jede für sich gewogen werden konnten. Nur an den Stellen, wo die Quarzplatten sich auskeilten oder unregelmässig ausgebildet waren, wurde die Schwierigkeit, die Minerale vollständig von einander zu trennen, etwas grösser. Die an und für sich gewiss unbedeutenden Fehler werden doch wahrscheinlich ziemlich genau ausgeglichen werden. Vielleicht folgte doch, besonders beim Herausnehmen der kleineren Stücke, mit dem Feldspat etwas mehr Quarz mit, als umgekehrt. Zwei auf diese Weise ausgeführte Bestimmungen (siehe unten A. und B.) gaben ziemlich gut übereinstimmende Resultate, welche ich geneigt bin, für ebenso sicher zu halten, als wenn der Schriftgranit unzerteilt analysiert worden wäre, denn bei einer solchen Analyse wird ein kleiner Fehler an den Kalk- und Alkalibestimmungen bei der Feldspat-Quarzberechnung beträchtlich vergrössert, und dazu konnten die Proben bei der jetzt benutzten Methode ziemlich gross genommen werden. Mit dem Feldspat wurde eine besondere Analyse ausgeführt, welche folgendes Resultat gab:

¹ Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. III. S. 434.

Analyse des Feldspats.

	%	Molekularproportionen
SiO ₂	65.42	1.083
Al ₂ O ₃	18.51	0.181
Fe ₂ O ₃	0.20	0.001
CaO	0.17	0.003
K ₂ O	12.97	0.138
Na ₂ O	2.33	0.038
Glühverlust ...	0.20	
Sa.	99.80 %	
	%	
Or	78.25	0.280
Ab	20.54	0.078
An	0.84	0.003

In der Analyse ist das Alkaliprozent offenbar etwas zu niedrig, und die Berechnung der Feldspatkomponenten ist deshalb mit korrigierten Molekularproportionen gemacht. Ein Feldspat mit dieser Zusammensetzung hat das Molekulargewicht 276,0.

Die Zusammensetzung des Schriftgranits.

$$G = 2.58$$

	A %	B %	Mittel	Reduz. zu 100%	Molekularproportionen	
Feldspat.....	65.98	65.68	65.83	66.00	0.239	1
Quarz	33.80	34.02	33.91	34.00	0.563	2.36
	Sa. 99.74 %			100.00 %		

Die Probe bei A war 5.2183 Gr., bei B 5.0268 Gr.

$$\begin{aligned} \text{Feldspat [Or}_{11}\text{Ab}_3\text{(An)}]: \text{Quarz} &= 66.00 \% : 34.00 \% \\ &= 1 : 2.36 \text{ Mol.} \end{aligned}$$



Fig. 4. *Schriftgranit, Ytterby.*
Beliebiger Schnitt. Oligoklas (hell) Quarz
(dunkel) (Nat. Gr.).

Oligoklasschriftgranit aus Ytterby.

Der Feldspat dieser wegen ihrer seltenen Minerale von alters her berühmten Feldspatgrube besteht überwiegend aus rotem Kalifeldspat, zum Teil auch aus weissem Plagioklas, beide in schriftgranitischer Verwachsung mit Quarz. Um von der Struktur des Oligoklasschriftgranits eine Vorstellung zu geben, füge ich eine photographische Wiedergabe der Stufe bei, aus welcher das Analysenmaterial genommen wurde (Fig. 4). Durch Ätzung des Feldspats mit Fluorwasserstoff ist ein schärferes Hervortreten der Schriftfiguren erzielt worden. Ein Dünnschliff zeigt, dass einzelne, kleinere Partien von Mikroklin auch in dem Plagioklas vorhanden sind.

Die Analyse ergab:

$$G = 2.64$$

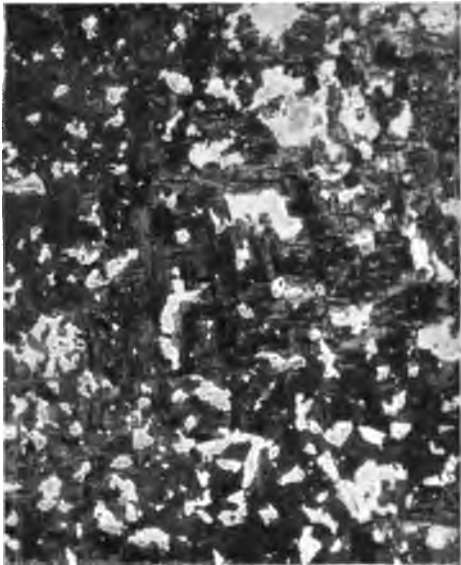
	%	%	Mittel	Molekularproportion
SiO ₂	76.65	76.68	76.67	1.269
Al ₂ O ₃	14.24	14.16	14.20	0.139
Fe ₂ O ₃	0.14	(0.14)	0.14	0.001
CaO	2.68	2.66	2.67	0.048
MgO.....	0.04	0.04	0.04	0.001
K ₂ O	—	0.52	0.52	0.005
Na ₂ O	—	5.33	5.33	0.086
Glühverlust ...	0.48	—	0.48	
		Sa.	100.04%	
			%	
	Or		2.79	0.010
	Ab		45.30	0.172
	An ¹		13.68	0.049
	SiO ₂		37.75	0.625
				2.71

$$\text{Feldspat } \{Or_1Ab_{17}An_8\}: \text{ Quarz} = 62.07\% : 37.93\% \\ = 1 : 2.71 \text{ Mol.}$$

¹ In An ist MgO mit eingerechnet.

Oligoklasschriftgranit aus Beef Island, Westindien.

Das Material dieser Analyse wurde einer von Prof. P. T. Cleve im Jahre 1868 aus Beef Island (ö. von Tortola, Westindien) mitgebrachten



Stufe entnommen. Das Vorkommen dieses Schriftgranits erwähnt HÖGBOM in einem Aufsatz »Zur Petrographie der kleinen Antillen«. ¹

Der Feldspat ist rein weiss, mit Quarzkörnern von etwas wechselnder Grösse imprägniert. Gewisse Partien der Stufe bestehen aus reinem Quarz, und kleinere Stücke von quarzfreiem Feldspat lassen sich auch unterscheiden. Daneben kommen Tafeln und eingesprengte Körnchen von chloritartigem Glimmer vor. Unter dem Mikroskop zeigt sich der Oligoklas teilweise etwas umgewandelt, doch nicht in so hohem Grade, dass die in polarisiertem Licht schön kreuzlamellierte Struktur gedeckt wird (Fig. 5).

Fig. 5. Schriftgranit, Beef Island. Kreuzlamellierter Oligoklas (schwarz und grau) Quarz (weiss). Vergr. 6. Gekreuzte Nicols.

Das Resultat der Analyse war:

G = 2.61

	%	%	Mittel	Molekularproportion
SiO ₂	68.12	68.11	68.12	1.128
Al ₂ O ₃	19.84	(19.66)	19.66	0.192
Fe ₂ O ₃		0.18	0.18	0.001
CaO	4.67	4.68	4.67	0.083
K ₂ O	0.69	—	0.69	0.007
Na ₂ O	6.38	—	6.38	0.103
Glühverlust ...	0.29	0.29	0.29	
Sa.			99.99 %	
			%	
	Or.....		4.09	0.014
	Ab		54.11	0.206
	An		23.27	0.083
	SiO ₂		18.24	0.302
				0.303 1
				1.00

Feldspat [Or₁Ab₁₃An₆] : Quarz = 81.71 % : 18.29 %
= 1 : 1.00 Mol.

¹ Bull. Geol. Inst. Upsala Vol. VI S. 222.

Vor dieser Analyse war eine präliminare Bestimmung von SiO_2 , Al_2O_3 und CaO ausgeführt worden. Da das Material in diesem Falle nicht mit derselben Umsicht herausgenommen und die Analyse mit weniger Genauigkeit ausgeführt worden war, kann den gefundenen Werten nicht dieselbe Exaktheit beigemessen werden wie im obigen Falle. Ich teile jedoch die erhaltenen Zahlen mit und berechne die Alkalien im Verhältnis zu Al_2O_3 :

	%	Molekularproportion	
SiO_2	68.54	1.135	
Al_2O_3 }	19.66	0.191	
Fe_2O_3 }			
CaO	4.54	0.081	} 0.191
K_2O	(0.65)	0.007	
Na_2O	(6.40)	0.103	
Sa	99.79 %		
Feldspat		0.301	1
Quarz		0.313	1.04

Um eine vergleichende und vollständige Übersicht über die Zusammensetzung der bisher quantitativ untersuchten Schriftgranite zu erhalten, habe ich in den nachstehenden Tabellen ausser den Resultaten der oben mitgeteilten Analysen auch die von VOGT publizierten aufgenommen, nebst der Berechnung der Molekularverhältnisse, welche JOHANSSON an denselben ausgeführt. Der Übersichtlichkeit wegen behandle ich da zuerst die Schriftgranite, wo Kalifeldspat der überwiegende Bestandteil ist, und dann die Fälle, wo der Feldspat hauptsächlich aus Plagioklas besteht.

Schriftgranite mit überwiegendem Kalifeldspat.

Es geht aus Tabelle I (s. folg. S.) hervor, dass die prozentische Zusammensetzung der Schriftgranite No. 1—5, wie VOGT gefunden hat, rund 75% Feldspat und 25% Quarz beträgt, und dass die Molekularverhältnisse zwischen diesen Komponenten nach JOHANSSON da durch Zahlen ausgedrückt werden können, die dem einfachen Verhältnis 2 : 3 nahe liegen. Dass die Zahlen in einigen Fällen recht abweichend sind, dürfte wohl eigentlich den zuweilen ziemlich bedeutenden Analysenfehlern zuzuschreiben sein, kann aber auch teilweise von anderen Umständen herrühren, z. B.

Tab. I.

No.	Lokal	Zusammensetzung		Molekularproportionen		
		Feldspat %	Quarz %	Feldspat : Quarz	Korr. ¹	
1	Voie, Arendal	Or ₃ Ab ₁ (An)...	74.7	25.3	1 : 1.60	1.46
2	Hitterö	Or ₇ Ab ₃ (An)...	75.3	24.7	1 : 1.45	
3	Hitterö	Or ₇ Ab ₃ (An)...	75.3	24.7	1 : 1.48	
4	Raade	Or ₃ Ab ₂ (An) ?	72.7	27.3	1 :	1.40
5	Arendal	Or ₃ Ab ₂ (An)...	76.5	23.5	1 :	1.56
6	Elfkarleö	Or ₃ Ab ₁ (An)...	79.2	20.8	1 : 1.20	
7	Skarpö	Or ₃ Ab ₁ (An)...	70.5	29.5	1 : 1.92	
8	Hitterö	Or ₁₁ Ab ₃ (An)...	66.0	34.0	1 : 2.36	

No. 1—5 nach VOGT, Molekularberechnung nach JOHANSSON.
No. 6—8 nach Verf.

davon, dass der Feldspat etwas umgewandelt ist, oder dass andere Mineralien wie Glimmer u. dgl. auch in untergeordneter Menge vorhanden sind.

Was aber in dieser Zusammenstellung gleich auffällt, ist die entschiedene Abweichung von der von VOGT als konstant bezeichneten Zusammensetzung, welche die von mir analysierten Schriftgranite No. 6, 7 und 8 zeigen, ca. 79% Feldspat : 21% Quarz bzw. 70% : 30% und 66% : 34%. Dass dies sich weder durch Analysenfehler noch durch spezielle Einmengen von anderen Mineralien erklären lässt, glaube ich mit voller Bestimmtheit behaupten zu können. Was gegen eine solche Erklärung spricht und übrigens ein ganz besonderes Interesse erregen muss, ist der Umstand, dass auch in diesen von den übrigen abweichenden Fällen die Molekularproportionen zwischen Feldspat und Quarz durch ziemlich einfache Zahlenverhältnisse repräsentiert werden, in No. 6 genau 5 : 6, in No. 7 ungefähr 1 : 2 und in No. 8 ca. 5 : 12. Der Typus, dem sich die Schriftgranite No. 1—5 anschliessen, liegt also völlig intermediär zwischen den beiden neuen Typen No. 6 und 7. Dies tritt deutlicher hervor, wenn die Zahl für den Quarz = 6 gesetzt wird. Die Molekularverhältnisse wären dann:

Feldspat : Quarz	
No. 7	3 : 6
No. 1—5	4 : 6
No. 6	5 : 6

¹ Die unter dieser Rubrik aufgeführten Zahlen sind unter der Voraussetzung, dass die Al₂O₃-Bestimmungen der Analysen zuverlässig sind, abgeleitet, während dagegen betreffs der Alkalien Analysenfehler vorliegen.

In No. 8, auch einen neuen Typus repräsentierend, gehen auf dieselbe Zahl Feldspatmoleküle noch einmal so viele Quarzmoleküle wie in No 6.

Bei dem Versuche, eine Erklärung für diese bemerkenswerten Verhältnisse zu finden, dürfte man in erster Linie geneigt sein, das Entstehen der verschiedenen Typen mit den Verschiedenheiten in der Zusammensetzung des Feldspats, welche die resp. Schriftgranite aufweisen, in Verbindung zu bringen. Eine relativ untergeordnete Menge Anortitsubstanz ist freilich ein regelmässiger, der Quantität nach etwas wechselnder Bestandteil, doch dieses dürfte sicher keinen entscheidenden Einfluss auf die Feldspat : Quarz-Verhältnisse haben. Nimmt man dagegen die Proportionen zwischen Or und Ab in Betracht, so ergibt sich, dass innerhalb des am öftesten repräsentierten Typus' gewissen Variationen dieses Verhältnisses Raum gegeben ist, dass aber, was wichtiger ist, zwei Schriftgranite wie No. 1 und 6 mit annähernd gleicher Zusammensetzung von Feldspat Or_3Ab_1 (An), zu zwei verschiedenen Typen gehören können. Auch No. 7 und 8 zeigen keine so bemerkenswerten Verschiedenheiten in den Or : Ab-Proportionen, dass dieselben an und für sich zu der Ausnahmestellung berechtigten dürften, welche diese Schriftgranite betreffs der Feldspat : Quarz-Relation einnehmen.

Die Lage der intermediären Typen den beiden extremen No. 6 und 8 gegenüber findet kein Gegenstück in etwaigen vermittelnden Or : Ab-Verhältnissen, was aus der folgenden Tabelle hervorgeht, wo Ab des besseren Vergleichs wegen = 3 gesetzt worden ist.

No.	Or	Ab	Molekularproportionen Feldspat : Quarz
8	11	3	2.5 : 6
7	15	3	3 : 6
1	9	3	4 : 6
2 u. 3	7	3	4 : 6
6	9	3	5 : 6

Vgl. auch die graphische Triangelprojektion Fig. 6., wo die Analysenorte der Feldspate der betreffenden Typen sichtbarlich regellos über ein verhältnismässig kleines Gebiet verbreitet liegen.

Es müssen also wahrscheinlich auch andere Umstände als die Zusammensetzung des Feldspats sein, welche die Entstehung der verschiedenen Typen bei den K-Schriftgraniten regulieren.

Schriftgranite mit überwiegendem Plagioklas.

Tab. II.

No.	Lokal	Zusammensetzung		Molekularproportionen	
		Feldspat	%	Quarz %	Feldspat : Quarz
9	Rödö	Or ₂ Ab ₁₈ An ₁ ...	56.0	39.0	1 : 2.92
10	Evje	Or ₁ Ab ₆ An ₁ ...	68.3	31.7	1 : 2.04 ¹
11	Ytterby	Or ₁ Ab ₁₇ An ₃ ...	62.1	37.9	1 : 2.71
12	Beef Island	Or ₁ Ab ₁₈ An ₃ ...	81.7	18.3	1 : 1.00

No. 9. Albit-Quarz-Mikropegmatit. Analyse, von HOLMQVIST publiziert, Schwed. Geol. Untersuch. Ser. C No. 181 S. 183.

Der Pegmatit enthält ausserdem Chlorit, Magnetit und Titanit, zusammen ungefähr 5%, wodurch die Proportionen zwischen Feldspat und Quarz eingermassen haben beeinflusst werden können.

No. 10. Nach VOGT.

No. 11 und 12. Nach Verf.

Von diesen Analysen scheinen No. 9, 10¹ und 12, ganz besonders die letztere, auf einfache molekulare Verhältnisse zwischen Feldspat und

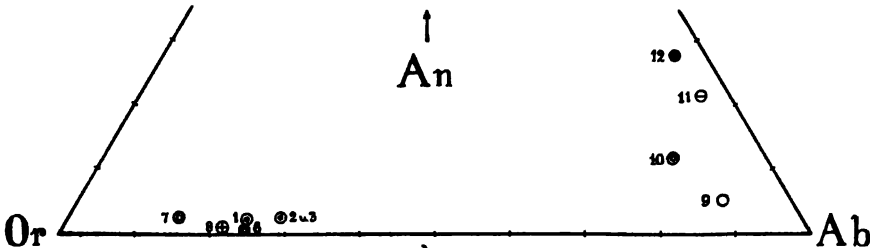


Fig. 6

Molekularprozent der Feldspatkomponenten.

No.	Or	Ab	An
1	73.8	24.0	2.2
2 u. 3	69.1	28.5	2.4
6	74.8	24.5	0.7
7	82.5	15.1	2.4
8	77.6	21.6	0.8
9	9.6	85.4	5.0
10	12.4	76.0	11.6
11	4.3	74.5	21.2
12	4.6	68.0	27.4

Molekularverhältnis.

Feldspat : Quarz

○	2	:	6
⊙	3	:	6
⊗	4	:	6
●	5	:	6
●	6	:	6
⊕	5	:	12
⊖	2.20	:	6

Quarz zu deuten, was dagegen von No. 11 kaum gesagt werden

¹ Was No. 10 betrifft, muss das Verhältnis als ziemlich unsicher angesehen werden, da die Endsumme der Analyse 101,0% ist und JOHANSSON die Berechnung der Molekularproportionen zwischen Feldspat und Quarz unter der Voraussetzung ausgeführt hat, dass der Analysenfehler nur in der SiO₂-Bestimmung liege, welche ja im Allgemeinen zu den zuverlässigeren zu gehören pflegt. In einer späteren Arbeit von VOGT: Über Anchieutektische und Anchimonomineralische

kann. Aus Fig. 6, wo auch die Zusammensetzung der Plagioklasschriftgranite graphisch dargestellt ist, geht hervor, dass die Verminderung ihrer Quarzmenge, welche man, nur nach den extremen Fällen No. 9 und 12 zu urteilen, als Folge einer Verschiebung des Feldspats gegen die An-Ecke auffassen könnte, nicht regelmässig verläuft, wenn man die beiden übrigen, No. 10 und 11, berücksichtigt, deren Plätze in entgegengesetztem Falle wenigstens hätten umgekehrt sein müssen. Keine Rücksicht kann hier auf den Or-Gehalt genommen werden, da man aus dem obigen nicht schliessen kann, in welcher Richtung eine Veränderung desselben wirken würde.

Es ist hier folglich offenbar wie in den K-Schriftgraniten keine Regelmässigkeit vorhanden zwischen dem Feldspat : Quarz-Verhältnis einerseits und dem Verhältnis der Feldspatkomponenten anderseits.

Wie oben (S. 2) erwähnt, hat JOHANSSON auf Grund der Analysen No. 9 und 10 VOGT gegenüber die »Ungleichwertigkeit« der K- und NaCa-Feldspate in Quarz-Feldspatmischungen betont, und diese Annahme dürfte wohl auf den ersten Blick hin durch die von mir ausgeführten Analysen No. 11 und 12 als noch weiter bestätigt erscheinen, da dieselben keine molekularen Verhältnisse aufweisen, welche mit denjenigen der Kalischriftgranite übereinstimmend wären. Da jedoch aus dem obigen hervorgeht, dass die Ausbildung der verschiedenen Typen von den Variationen in der Zusammensetzung des Feldspats ziemlich unabhängig zu sein scheint, muss man wohl auch anderen Umständen hierbei eine Hauptrolle zuschreiben.

Um indessen über die notwendigerweise verschiedenen Bedingungen, welche die Entstehung der bezüglich der Zusammensetzung recht weit von einander entfernten Typen der Schriftgranite bestimmen, zur Klarheit zu gelangen, dürfte jedoch zunächst eine grössere Unterlage von genauen Analysen erforderlich sein. Es scheint jedoch, als ob VOGTS Auffassung, dass die Schriftgranite binäre, eutektische Mischungen darstellen, die recht bedeutenden Variationen im quantitativen Verhältnisse der Komponenten, welche faktisch durch meine Analysen nachgewiesen sind, nicht gut erklären kann, sofern nicht andere, wesentlich einwirkende Faktoren in Betracht kommen. Die äusseren physikalischen Verhältnisse, unter welchen die Pegmatite gebildet wurden, haben sicher nicht so verschieden sein können, dass sie relativ so bedeutende Verschiebungen der eutektischen Proportionen zu Folge hätten haben können. VOGT hat übrigens selbst hervorgehoben, dass der bei der Krystallisation der verschiedenen Granitgänge herrschende,

Eruptivgesteine (Norsk Geol. Tidskr. Bd. I No. 2 S. 17), wo dieselbe Analyse publiziert ist, findet man indessen den Prozentwert für Al_2O_3 von 14,9% zu 14,2% geändert, wodurch die Endsumme also 100,3% wird. Das hierdurch entstandene Missverhältnis zwischen Al_2O_3 und den Alkalien macht es wahrscheinlicher, dass ein Analysenfehler bei diesen letzteren vorliegt, und wenn man diesen korrigiert, wird das Feldspat : Quarz-Verhältnis 66,4% : 33,6% = 1 : 2,25 oder 4 : 9 statt 1 : 2 Mol.

etwas wechselnde Druck nur einen äusserst geringen Einfluss auf die Zusammensetzung des eutektischen Gemisches hat. Auch scheint er nicht geneigt, der in dem Magma vorhandenen, wahrscheinlich etwas wechselnden Menge von Wasser, Kohlensäure u. s. w. einen grösseren Einfluss auf das Feldspat : Quarz-Verhältnis in den Schriftgraniten beizumessen. Demgegenüber betont DOELTER in seiner *Physikalisch-Chemische Mineralogie*, Leipzig 1905, S. 220, die Bedeutung des Wassergehaltes und der Mineralisatoren im Magma und hält dieselben für wichtige Faktoren bei der Entstehung der Schriftgranite. Er weist auf E. BAUERS Arbeit: »Über die Bildungsverhältnisse von Orthoklas und Albit«¹ hin, worin dieser u. a. zu dem Schlusse kommt, dass »eutektische Punkte bei der Erstarrung wasserhaltiger Magmen im allgemeinen keine Rolle spielen, sondern nur bei denjenigen der Ergussgesteine (Laven)«.

Besonders bemerkenswert und keineswegs zufällig scheint aber das unleugbare Vorhandensein von einfachen molekularen Proportionen zwischen Feldspat und Quarz in den meisten Schriftgraniten.² Von dem vielleicht etwas unsicheren Falle No. 11 abgesehen, hat man eine recht hübsche Serie von Zahlenverhältnissen (siehe die Tabelle unter Fig. 6.), und es gilt jetzt, durch fortgesetzte Arbeiten die verschiedenen Glieder dieser Serie reichlicher repräsentiert zu erhalten und sie vielleicht auch zu vermehren.

Die Bedeutung dieser einfachen multiplen Proportionen wird freilich auch vom physikalisch-chemischen Gesichtspunkt aus ihre Erklärung erhalten, wenn einmal ein vor allem vielseitigeres Beobachtungsmaterial vorliegt und dies vielleicht gezeigt hat, dass es sich hier um generelle Erscheinungen handelt.

Eine Zusammenfassung dessen, was ich durch meine Analysen für festgestellt erachte, wäre schliesslich folgendes:

1. In Schriftgraniten mit überwiegendem Kalifeldspat ist das von VOGT als beinahe konstant angegebene Verhältnis zwischen Feldspat und Quarz nicht das einzige, sondern auch andere, davon nicht unwesentlich abweichende Proportionen können auch vorkommen.
2. Die durch Analysen gefundenen Werte der Zusammensetzung der Plagioklasschriftgranite unterscheiden sich nicht wenig von denjenigen, welche VOGT theoretisch berechnet hat.
3. In der Mehrzahl der analysierten Schriftgranite kann die molekulare Relation zwischen Feldspat und Quarz durch einfache Zahlenverhältnisse ausgedrückt werden.
4. Die Entstehung der verschiedenen Typen steht in keiner regelmässigen Abhängigkeit von der Zusammensetzung der respektiven Feldspate.

¹ Zeitschr. für phys. Chemie. XLII (1903) S. 567.

² Es muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass auch in anderen Silikatmischungen, welche VOGT auf Grund seiner experimentellen Bestimmungen als eutektisch angegeben hat, die Komponenten in einfachen molekularen Verhältnissen vorhanden sind, wie Johansson nachgewiesen hat (l. c. p. 122).

Nachtrag.

Die Resultate, welche die Untersuchung der quantitativen Zusammensetzung der Schriftgranite geliefert, habe ich auf ein diesem Gegenstand naheliegendes Problem anzuwenden versucht, welches ein recht grosses theoretisches Interesse darbietet. Ich erwähnte beiläufig (S. 4) des im Feldspatbruch auf Skarpö vorkommenden Feldspats mit schriftartigen



Fig 7. *Feldspat mit schriftartigen Hohlräumen.* Schnitt nach der Spaltfläche M.
(Nat. Gr.)

Hohlräumen (siehe Fig. 7) und weise auf die detaillierte Beschreibung hin, welche Prof. HÖGBOM in seiner Arbeit: »Über einige Mineralverwachsungen«¹ geliefert. Der Umstand, dass in naheliegenden Hohlräumen zuweilen Reste von optisch gleich orientiertem Quarz,² auch in anderen Hinsichten von demselben Charakter wie derjenige der Schriftgranite sich vorfinden, hat Prof. HÖGBOM veranlasst, die Hypothese aufzustellen, dass hier ursprünglich normaler Schriftgranit vorlag, dass aber die Hauptmasse der Quarzsubstanz »während der Krystallisation des Schriftgranits und vor ihrer Verfestigung weggeführt sei«, dies »mit Rücksicht auf die Schwierigkeit, ein Ätzmittel zu finden, welches imstande wäre, den Quarz auszulösen ohne den Feldspat anzugreifen«. Um eventuell einige Daten

zur Stütze der Theorie, dass das weggeführte Mineral Quarz gewesen sei, zu erhalten, habe ich einige Versuche angestellt, welche ich in diesem Zusammenhang mitteilen möchte.

¹ Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. III. S. 436.

² In einer von mir gefundenen Stufe mit typisch ausgebildetem Schriftgranit sind die Quarzstengel ein Stück in den Feldspat hinein von krys'allographischen Gipfelflächen begrenzt, und in deren unmittelbarer Fortsetzung ist der Feldspat von Kanälen, sichtbarlich von den Dimensionen der Stengel, durchzogen.

Ich gehe also von der Voraussetzung aus, dass die Hohlräume des Skarpö-Feldspats ursprünglich mit Quarz gefüllt gewesen, und will untersuchen, ob das Verhältnis zwischen diesem und dem Feldspat dann mit dem Verhältnis zwischen den Komponenten, welches für die Kalischriftgranite bezeichnend ist, übereinstimmend gewesen wäre. Zweifellos wird man eine sehr gute Vorstellung davon erhalten können, ob dies der Fall gewesen oder nicht, indem man ganz einfach das Volumen der Hohlräume in einem Stück Feldspat von bekanntem Gewicht bestimmt und dann berechnet, welche Gewichtsmenge Quarz diesem Volumen entspricht. Für die Bestimmung habe ich folgende Methode benutzt:

Aus Stufen mit typischer Schriftstruktur wurden Platten von wechselnder Grösse gesägt, wonach die Hohlräume mit Kanadabalsam gefüllt und die Begrenzungsflächen der Platten sehr sorgfältig plangeschliffen wurden. Nach Berechnung des Volumens der Platten durch Wägung, erst in Luft und dann in Wasser von bekannter Temperatur, wurde der Kanadabalsam mit Benzol aufgelöst, und das Volumen des Feldspats wurde durch Division des absoluten mit dem spezifischen Gewichte desselben erhalten. Der Unterschied des Volumens in den beiden Fällen, welcher die Hohlräume repräsentiert, wird mit dem spezifischen Gewichte des Quarzes multipliziert, das Produkt wird da die Gewichtsmenge Quarz, welche die Hohlräume fassen, angeben, und die prozentische Zusammensetzung des hypothetischen Schriftgranits wird also berechnet werden können.

Bei der Berechnung wurden folgende spez. Gewichte benutzt:

$$\text{Feldspat } G = 2,53$$

$$\text{Quarz } G = 2,64$$

Diese Zahlen sind als Mittel etlicher Bestimmungen an reinem Kalifeldspat und Quarz aus derselben Örtlichkeit erhalten. Ich teile in nachstehender Tabelle die Resultate mit, welche bei einer Anzahl von Versuchen erhalten worden sind.

No.	Gewicht des Feldspats in Gr.	Berechnete Proportionen	
		Feldspat %	Quarz %
1	12.6514	78.62	21.38
2	13.7845	77.99	22.01
3	1.9360	77.82	22.18
4	1.8541	73.40	26.60
5	15.8976	74.49	25.51
6	26.0547	70.82	29.18
Mittel		75.52	24.48

No. 1 u. 2, feine Struktur, die Platten aus demselben Stück.

No. 3 u. 4, mittelgrobe » » » » » wie Fig. 7.

No. 5 u. 6, grobe » » » » verschiedenen Stufen.

Das Mittel der Bestimmungen stimmt also ziemlich genau mit der von VOGT gefundenen Zusammensetzung der Schriftgranite mit überwiegendem Or überein. Sämtliche gefundenen Werte liegen jedenfalls innerhalb der Grenzen der Feldspat: Quarz-Proportionen dieser Schriftgranite, welche durch meine oben mitgeteilten Analysen bis ca. 66—79% K-Feldspat und 34—21% Quarz ausgestreckt worden sind. Dass die gefundenen Zahlen der Tabelle doch so wechselnd sind, hängt jedoch sicher von gewissen speziellen Umständen ab, u. a. der Schwierigkeit, die Höhlungen von den erdartigen Verwitterungsprodukten, welche dieselben oft füllen, gänzlich zu reinigen. Möglicherweise mag auch die wahrscheinlich sekundäre Ortoklasschicht, welche die Innenseiten der Hohlräume bekleidet und deren schillernden Glanz bewirkt (siehe HÖGBOM Loc. cit.) die berechneten Proportionen zu Gunsten des Feldspats verschoben haben. Dies müsste dann in höherem Grade in den Fällen hervortreten, wo die Struktur feiner und die ganze Begrenzungsfläche der Höhlungen also verhältnismässig grösser ist. Aus dem Resultate geht auch hervor, dass dies der Fall zu sein scheint.

Die Annahme, dass die Hohlräume ehemals mit Quarz gefüllt gewesen, scheint mir durch diese jetzt berichteten Versuche einen gewissen Grad von Wahrscheinlichkeit gewonnen zu haben. Die Frage, wie jener Quarz später weggeführt worden ist, lasse ich dahingestellt sein. Natürlich sind die gefundenen Zahlen nicht absolut entscheidend, allein es wäre unleugbar eine eigentümliche Zufälligkeit, wenn eine unter oben angegebener Voraussetzung ausgeführte Berechnung ein solches Resultat gegeben hätte, sofern ein anderes Mineral als Quarz ursprünglich die Hohlräume gefüllt hätte.

Upsala, im Januar 1906.



2. On the Geology of Graham Land

by

J. Gunnar Andersson.

With plates 1—6.

Introduction.

To within the last year or two of the 19th century the Antarctic region has remained for the geologist a *terra incognita*.

Some signs of volcanic activity, some specimens of non-fossiliferous rocks collected on the very few landing-places and a number of pebbles dragged off the coasts, was almost all that the explorers had brought to us from the snow-clad lands of the farthest south.

The section of Antarctica lying south of America was first discovered; and the first discovery of land in this part of the world recorded with certainty, that of the English merchant-captain WILLIAM SMITH, brought also the earliest geological notes from Antarctica. On landing upon King George Island, one of the South Shetlands, he found on the beach numerous pebbles of bluish grey slate.¹

The number of such isolated notes has gradually increased in course of time. So WEBSTER, surgeon of the »Chanticleer» in 1829 noticed »granite or syenite» on one of the islands to the north-west side of the Gerlache Channel;² Dumont D'Urville in 1838 found »un calcaire silicieux» and »schistes quartzeux» on Weddell Island in the South Orkney group;³ in 1843 JAMES ROSS discovered volcanic rocks on Cockburn Island;⁴ and some loose stones were collected in 1893 by Captain ROBERTSON on Dundee Island, amongst others red jasper with traces of radiolaria.⁵

¹ Neue allgem. Geogr. Ephemeriden. Vol. VIII, 1820, P. 117. For some mineralogical notes on the South Shetlands see also the same journal Vol. IX, P. 514 and Vol. X, P. 99—102.

² WEBSTER. Narrative of a voyage to the Southern Atlantic Ocean. Vol. I. London 1834. P. 138.

³ DUMONT D'URVILLE. Voyage au pôle sud. Tome II. Paris 1842. P. 316—317.

⁴ ROSS. A voyage of discovery and research in the southern and antarctic regions. Vol. II. London 1847. P. 335. PRIOR. Petrographical notes on the Rock-specimens collected in Antarctic Regions during the voyage of H. M. S. Erebus and Terror. Mineralogical Magazine Vol. XII. 1900. P. 86.

⁵ GEIKIE. Notes on some Specimens of Rocks from the Antarctic Regions. Proceed. Royal Soc. Edinburgh. Vol. 22. 1898. P. 66—70.

Already in the first years of geographical research in this region the grand crater island, named Deception Island, caught the attention of the explorers, and signs of activity have been noticed there by several observers, WEBSTER¹ and KENDALL² 1829, JOHNSON³ 1838 and SMILEY⁴ 1842. Likewise some notes on volcanic activity upon the small Bridgman Island are given by POWELL, WILKES and D'URVILLE.

During his sealing voyages with the »Jason» 1892—94 Captain LARSEN (afterwards commander of the »Antarctic» during our expedition) landed twice on Seymour Island and made discoveries there, the importance of which can hardly be overestimated: in one place he found fossil molluscs, described by SHARMAN and NEWTON as lower tertiary forms,⁵ in another part of the island he discovered trunks of fossilised wood.

Up to the last year of the past century all the literature on the geology of Graham Land consisted only of some scarce and isolated observations which gave no idea of the general geological features of the region. Even the splendid discovery made by Captain LARSEN was more fitted to increase the interest in Antarctic exploration than to throw light on the geological history of Antarctica.

In 1899 the Belgian Expedition under command of A. DE GERLACHE returned from the first wintering of a scientific party in the Antarctic region. Mr. ARCTOWSKI as representant of the geological interests had used every opportunity of collecting rock-specimens, which were examined afterwards by TEALL. From this material we got to know the rough outlines of the petrology of the environments of the Gerlache Channel. From the same tract ARCTOWSKI also brought some very remarkable evidence of an earlier extension of glaciation, larger than the present.

Unfortunately the landwork of the Belgians was very limited, and from a geological point of view they had gone to the wrong side of the continent. For these reasons their geological results are not proportionate to the enthusiasm and energy developed by Mr. ARCTOWSKI. But his little work ought to be prized by all his successors as the first systematic geological survey of a part of the Antarctic lands.

The above cited notes of earlier explorers formed the premises for the geological work of the Swedish Antarctic Expedition, which entered the Graham region in January 1902, and stayed there till November 1903.

¹ WEBSTER. Narrative of a voyage to the Southern Atlantic Ocean. London 1834. Tome I. P. 144—155. Tome II. P. 300—301.

² KENDALL. Account of the island of Deception. Journ. Roy. Geogr. Soc. London 1831. P. 62—66.

³ WILKES. Narrative of the Exploring Expedition. Philadelphia 1844. Vol. I. P. 148—149.

⁴ WILKES. Loc. cit. Vol. I. P. 149.

⁵ SHARMAN and NEWTON. Note on some fossils from Seymour Island. Trans Roy. Soc. Edinb. Vol. 37. P. 707—709. Notes on some additional fossils collected at Seymour Island. Proceed. Roy. Soc. Edinb. 1897—98. P. 58—61.

NORDENSKJÖLD had chosen his field of work largely with regard to Larsen's finds of fossils on Seymour Island. And soon he found that he was following a good track. Round his winter-station lay absolutely virgin, but easily harvested riches of fossils, and as the researches expanded, the multitude of finds increased.

Also in the mainland region, composed chiefly of plutonic rocks, our expedition made a discovery of the highest importance. While examining the granites and diorites of these tracts NORDENSKJÖLD found them to be most strikingly similar to igneous rocks characteristic for the American cordilleras, eruptives, that he had studied himself both in the far north, in Alaska, and in the Chilean-Fuegian Andes. This confirmation of the consanguinity of American and Antarctic eruptives forms one of the most striking arguments for the »Antarctic Andes», the tectonic connection of Graham Land with South America.

After our return to Sweden NORDENSKJÖLD entrusted me with the preparation and distribution of our palæontological material among specialists and with the publication, as a guide for our palæontologist-collaborators, of a preliminary report of our geological field-work. For the preparation of this paper he has not only given me a free hand but has moreover assisted me in a most obliging manner with every information wanted.

On presenting here to our colleagues the principal results of the geological explorations of our expedition, I am but fulfilling a simple duty if I emphasize the fact that only a very limited part is to be ascribed to my credit.

As can be seen from our narratives I joined the »Antarctic» in the Falkland Islands after the return of the ship from the first summer's voyage southwards, during which the winter-station on Snow-Hill had been established. Thus NORDENSKJÖLD began his geological survey of Graham Land in January 1902, while I did not enter this region until November of the same year, and as for the most interesting part of our field of work, the Snow Hill-Seymour region, I stayed there only the last three weeks before we were relieved. Thus in many of the most important localities I had only to assist NORDENSKJÖLD in a survey that he had begun long before my arrival, in other cases vast areas, as the south-west part of Crown-Prince Gustav Channel and the region SW. of Snow Hill were surveyed by NORDENSKJÖLD alone. Only some few localities are worked out by me alone; on Snow Hill and Seymour Island I only continued work that had already been begun.

The confiding to me for publication of a geological material that may be considered as of extraordinary present interest, is a new manifestation on the part of NORDENSKJÖLD of a friendship that has remained unaltered under varied conditions.

Whenever I come to deal with the geology of the distant southern lands I must call to mind the happy days on Seymour Island in October 1903, a pleasant time after severe hardships, when NORDENSKJÖLD con-

ducted me in his kind way to the spots of his best fossil finds, and the collecting of fossils was hurried on in order to harvest as much as possible ere the expected relief-ship arrived.

This small paper is written primarily as a guide for our palæontologist-collaborators. On the other hand I have received much valuable information from three of them, Prof. W. KILIAN in Grenoble, Prof. A. G. NATHORST in Stockholm and Dr. O. WILCKENS, Freiburg in Br. To these three eminent scientists I herewith offer my best thanks for their important assistance.

Geological regions.

(Correlation of geologic structure and land-forms.)

The area of continental land and islands given on plate 4 is rather extensive. Only on some few landing-places scattered over these vast coast-lines has a geologist had the opportunity of using his hammer upon the Antarctic rock, and only some two or three places (Snow Hill-Seymour I, Hope Bay and part of South Orkneys) have been the objects of a systematic geological survey. In fact, most of these islands are unknown from a geological point of view.

Sketching the general geologic outlines as I have essayed on plates 4 and 5, has been possible only by using to a very large extent the method of extrapolation. Experience has taught me that here, in all the places surveyed, a special type of geological structure is always connected with a characteristic and easily recognized land-form. The inland-ice, it is true, has hidden most of the land-surface from the observer, but in the external forms of nunataks and coastal outcrops, even in the shape of the inland-ice itself the principal types of geological structure can be traced with some probability already from a distance.

I will give in the following brief characteristics of the principal geological types distinguished on plates 4 and 5 and of the land-forms connected with them.

Region of folding and of Andine eruptives. This region, embracing the incomparably larger part of all the land area here in question, is composed — as far as is hitherto known — of displaced sediments, in some places evidently folded, but also to a very great extent of a series of plutonic rocks which, according to NORDENSKJÖLD, are closely related to a peculiar type of eruptives characteristic of the American cordilleras throughout their length.

Fig. 1 and plate 1 A illustrate the land-forms predominating in this region. It is a highly mountainous landscape with narrow peaks and ragged crests. The ice-cover is generally incomplete, leaving bare many lofty mountains. Only on the more gentle slopes does it form what can be called »inland-ice». The large valleys are filled with mighty glacier streams,

typical «valley glaciers». In some places where the landscape is ice covered all over, the ice-cap in its swarms of crevices and its big hummocks still reveals the ruggedness of the hidden ground.

Region of Ross Island formation. Next to the mountain region follow, on the east coast of the mainland, some broad promontories and large islands (Ross I., Vega I.) of a very characteristic shape. This is a typical plateau-land with the horizontal surface covered by a slightly vaulted inland-ice and the coast-line formed by vertical cliffs, the dark colour of which strongly contrasts with the dazzling whiteness of the frozen sea below and the ice-cap above. (Pl. 1 B and Fig. 5). These splendid natural sections clearly demonstrate the composition of the table-land: a coarse basaltic tuff, only sparsely intercalated with lava-flows or traversed by dikes of the same material. The big centre of this region is Ross Island, rising in the interior in a gigantic, flat, conical hill called



Fig. 1. NW-coast of the Mainland. C. Anna and environments. Gerlache Channel.

Mount Haddington, the height of which has been estimated at 2,000 m.(?). Possibly the unbroken ice-cap of Mount Haddington hides a large volcano. — Other smaller centres of eruption are Paulet Island and (according to the observations of Dr. Nordenskjöld) Mount Christensen upon Robertson Island.

Region of Snow-Hill — Seymour I. series. (Pl. 2). Seymour Island, a small part of Snow-Hill Island, and a landstrip at Cape Hamilton on Ross Island, are the only land-areas of considerable extent that are free from inland-ice. The absence of ice-cover at these places may be due partly to some slight differences in altitude, exposure and climate to the adjacent and almost completely ice-capped lands and islands, but apparently the principal reason for the exceptional bareness of the places mentioned is the peculiar composition of their ground. In striking contrast to the neighbouring high tuff plateaus, Seymour Island and the two other iceless areas

are built up of soft sandstones, which seem to be unfavourable for the development of glaciation.¹

Owing to the softness of the material all these places are comparatively low (Seymour Island less than 200 meters) and deeply dissected by the action of running water. In fact, these are the only spots in all this part of Antarctica where in summertime snow-melting takes place on a large scale.

Cockburn Island. (Pl. 1 l). This small but remarkable island, situated in the eastern entrance of Admiralty Sound, ought to be mentioned as a special type.

In its contours, with a horizontal plateau and steep sides, it much resembles the smaller islands of the tuff region, and in fact its upper part is built up of the basaltic tuff and of lava beds, but the lower 160 meters of the island consist of soft cretaceous sandstone of the Snow Hill series, and on the tuff plateau there remains a small remnant of a sediment quite unique in this part of the world, the *Pecten*-conglomerate, that is the most recent preglacial fossiliferous bed known from Antarctica.

Region of folding and of Andine eruptives.

Hope Bay. The only locality within this region that has been surveyed in detail is a place where I was forced to pass an involuntary wintering with two others, a small bay on the west side of Antarctic Sound, named *Hope Bay* by Duse, my companion in misfortune. On the basis of my communications the geology of this place has been already in part described by NORDENSKJÖLD in the preceding number of this Bulletin, and it will be useful for the understanding of the following notes to consult the small geologic sketch-map given in that paper.² The profiles fig. 2 will also help to illustrate my description.

On the south-eastern side of the bay there is a comparatively low (mostly under 100 m.), hilly, iceless landstrip built up of indistinctly stratified clastic rocks, grey or brown, which may be termed greywacke or

¹ An analogous case can be mentioned from the Arctic regions: King Charles Land east of Spitzbergen, built up largely of soft, easily decayed mesozoic sediments, is almost entirely free from glaciation, while on the other hand Giles Land and the North East Land with a ground of old hard plutonic and metamorphic rocks are covered by inland-ice of purely Antarctic type. The slight difference in latitude between King Charles Land and the last-mentioned islands can by no means justify the obvious contrast in glaciation.

Spitzbergen itself is to a large extent covered with inland-ice and its coast-valleys are filled with big glacier streams. But some valleys, the ground of which is soft, easily disintegrated slate or sandstone, are curiously lacking in glaciers. (See also CHYDENIUS, Svenska expeditionen till Spetsbergen år 1861. Stockholm 1865. P. 372—373.) I will deal more in detail with this problem in a later article.

² O. NORDENSKJÖLD. Petrografische Untersuchungen aus dem Westantarktischen Gebiete. Bull. Geol. Inst. Upsala Vol. VI, Part. 2. P. 234—246.

sparagmite. Round our winterhut (Seal Point = Robbenspitze in the German text of the map) a greywacke without any sign of stratification predominates. In this seemingly massive rock there occur, partly as normal intercalations, partly as angular masses, a dark slate, and in alternation with this slate a fine-grained, light-grey sandstone showing current-bedding. Near the hut I noticed in the last-mentioned rock some few very indistinct plant fragments.

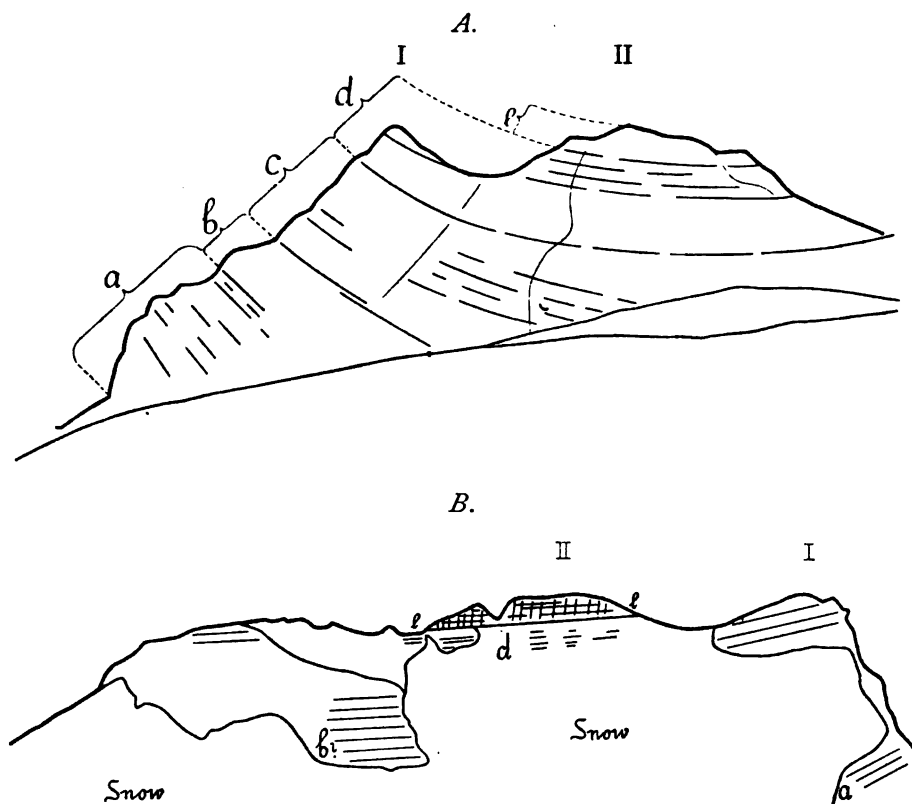


Fig. 2. *Mount Flora, Hope Bay.* A from WSW. B from NE. (B is nearly the same aspect at Pl. 1 A). a. Dark slate with Jurassic flora. b—e. Multicoloured tuff-beds.

The dip of the strata varies in different parts of the low, hilly land. Near Mount Flora the brown sparagmite dips underneath the mountain, and the foundation of Mount Flora itself (underneath *a* in Fig. 2 A) is formed by a rock of the same series.

The basal bed of series *a*, Fig. 2, is a coarse, unstratified conglomerate with pebbles of one meter and more in diameter. To judge from the macroscopical examination, the pebbles seem to be derived exclusively from the underlying greywacke-group, no block of the diorite-gabbro series described in the following has been observed in this conglomerate,

a fact that may be of some importance for the discussion of the age of these eruptives.

The upper and head part of group *a* in Mount Flora is a dark, slaty, partly laminated rock abounding in well preserved plant fossils. In close connection with this slate is a dark tuff or tuffoid conglomerate with pieces of carbonized wood.

The material of plant fossils from this slate brought home by us has been examined by Prof. A. G. NATHORST, who has published a preliminary report on this fossil Antarctic flora.¹ The note by Prof. NATHORST is given here in translation:

»The *Equisetaceæ* are represented by a species closely related to *Equisetum* (*Equisetites*) *columnare* Brongn., of which also the diaphragmatic discs have been collected.

The *Hydropterids* are represented by a species of *Sagenopteris* closely related to or possibly identical with *S. Phillipsi* Brongn. The ferns are very abundant and belong to a multitude of genera: of the genus *Cladophlebis* the type *C. denticulata-nebbensis-whitbyensis* is represented by several species, which are rather difficult to determine; *Cladophlebis* (*Dicksonia*) *lobifolia* Phill. (sp.) seems to be identical with a species of this flora; of *Todites Williamsoni* Brongn. (sp.) both sterile and fertile fronds have been found. The genus *Scleropteris* is rich in species, and also *Stachypteris* seems to be represented. Amongst other ferns ought to be mentioned *Thinnfeldia indica* Feistm. (*salicifolia* Oldh. sp.) and a form of *Pachypteris*. The *Sphenopterideans* are represented by the types of *Sph. hymenophylloides* and *Sph. Williamsoni*, and amongst the ferns of this group ought to be mentioned a species, rather rare, it is true, but interesting because of the likeness of its small fronds to those of *Trichomanes speciosum* Willd. of the recent flora. In addition to these forms there are several others, but those mentioned above are the most important.

Amongst the *Cycadophytes*, the genus *Otozamites* is represented by several species, the leaves of which are in general rather small, as is the case with most species of this genus in the upper Gondwana flora of India (Jabalpur, Kach). *Williamsonia pecten* Phill. (sp.) occurs here, and also a small fruit, the size of which is the same as that of *W. Forchhammeri* Nath. from Bornholm. Moreover there occur large leaves resembling those of *Nilssonia tenuinervis* Nath., but it should be stated that this type is hardly distinguishable from certain species of *Oleandridium*, when, as is here the case, the nervation is somewhat obliterated. Of the genus *Pterophyllum* we have to note a splendid specimen of the type of *Pt. Morrisianum* Oldh. of India; some fragments indicate one or two other species of this genus.

¹ NATHORST. Sur la flore fossile des régions antarctiques. Comptes rendus. June 6, 1904.

Amongst the fragments of *conifers* the most interesting consist of isolated cone scales of *Araucarites cutchensis* Feistm., thus belonging to another type than the *Araucarias* of the recent South-American flora. Foliferous branches of different types of conifers are common: some are similar to »*Taxites*» *tenerimus* Feistm. and »*Cheirolepis*» *gracilis* of the same author, a third type approaches the *Brachyphyllum mamillare* Feistm. (non Lindley), others again remind one of *Palissya* and *Elatides*.

Considered as a whole, this Jurassic flora resembles on the one hand the European Jurassic flora, on the other the upper Gondwana flora of India (Jabalpur, Kach). From a climatological point of view there can be traced no difference between the floras mentioned, and in this respect the collection from the Antarctic region might have been gathered on the coast of Yorkshire, as the absence of big-sized *Otozamites* may be considered as accidental. In its abundance of species the flora from Hope Bay far surpasses all jurassic floras hitherto known from South America.»

Of very great importance in the report of Prof. NATHORST is the fact that there is in this flora also a representative of the waterferns (*Sagenopteris*) proving that the fossiliferous slate was probably deposited in a freshwater basin. The only animal fossils occurring together with the plants are some very badly preserved bivalves, which have not yet been examined by a specialist, but seem to be a freshwater form. The lacustrine deposit as well as the occurrence of large undamaged specimens of delicate plants indicate that the flora has been preserved near its habitat.

The upper part of Mount Flora consists of multicoloured, mostly light-grey to white volcanic tuffs (*b—e*, Fig. 2) the thickness of which may be estimated at considerably more than 200 meters. Seen from some distance all these tuffs appear distinctly bedded, as shown by fig. 2 and some of them also in hand specimens look neatly stratified. The lowest part of the series, *b* of the figure, is light-grey in colour, *c* is darker, *d* shows a distinct alternation of dark and lightcoloured beds, *e* is a dark rock forming the very crest of the mountain and exhibiting, especially on the northern side (fig. 2 B), a very marked vertical jointing.

Macroscopically all these rocks look very strange and problematic; the microscopical examination made by NORDENSKJÖLD has proved that some of them at least are tuffs derived from acid volcanic rocks. Fossils were never noticed in these tuffs.

The southernmost and supramarine part of the Hope Bay valley is filled by a beautiful glacier, as clearly shown in the map given in Norden-skjöld's paper. On the western side of the glacier rises a steep mountain wall that feeds two surface moraines confluent in the lower part of the glacier. These moraines consist chiefly of a light grey, granitoid acid eruptive that forms the main constituent of the mountain above.

To judge by the microscopical examination made by NORDENSKJÖLD this rock offers much interest. It is a quartz-diorite characterized

by the beautiful zonal structure and marked idiomorphism of the plagioclase, a rock in every respect similar to the quartz-diorite of the American cordilleras.

In the above-mentioned mountain wall there occur also dikes of augite-porphyrite, the biggest of the dikes having a breadth of three meters.

Out of the southeastern part of the valley glacier rises a solitary high nunatak. The surface moraine emanating from here consists partly of the quartz-diorite. An important constituent of the moraine is also gabbro, showing in many blocks transitions to the quartz-diorite. Apparently the last mentioned rock together with the gabbro and all the transitional stages between these two extremes, are only more or less acid differentiations from a common magma. Because of the relationship to magmatic rocks of the American cordilleras this diorite-gabbro series is named in this paper Andine eruptives.

Also some blocks of the augite-porphyrite were noticed in this eastern moraine, indicating that even in the nunatak which feeds this moraine dikes of the porphyrite traverse the diorite-gabbro series.

As shown by the description given above there is a great variety of rocks round Hope Bay: Andine eruptives in the southern and southwestern nunataks, and along the southeast coast and in Mount Flora a series of sediments, greywacke at the base, a dark slate with Jurassic plant-fossils in the middle, and some hundred meters of volcanic tuffs at the top. From the gentle syncline which this series forms in Mount Flora we learn that the region has undergone mountain-folding in postjurassic times.

The age of the diorite-gabbro series is not fixed. As fragments and pebbles of this series are never noticed in the sparagmites and conglomerates we may be right in supposing that the eruptives are post-jurassic, and in fact it is very tempting to consider them as simultaneous with the mountain-folding. But as the igneous rocks have been nowhere observed to intrude in the sediment series the question of their age must be left unsettled.

NW-coast of Graham Land from Mount Bransfield to Cape Murray (Pl. 5). This coast, partly unknown up to the time of our expedition was surveyed by the »Antarctic» Nov. 26—Dec. 5 1902. At every landing I collected specimens of all rocks that were exposed in icefree islets and shore-nunataks. Sediments were in this region noticed only in two or three places, but the variety of eruptives was quite surprising. Almost every outcrop was lithologically different from surrounding places, even in the case where the distance between them was only some few hundred meters. It seemed to me rather aimless to try on the spot to make provisional determinations of this multitude of igneous rocks, as I could collect splendid specimens of them for definite microscopical examination. All my field-notes and sketches refer to these specimens. As the whole of this material went down with the »Antarctic»

my notes are now almost useless, and the scattered indications I can give here on the geology of this region will be of very little scientific value.

On plate 5 I have marked with the letter S the only two places upon this coast where I noticed sedimentary rocks.

The one is a group of small islets SSW of C. Roquemaurel, built up of foliated quartzite-like beds dipping 30° NW. Cape Roquemaurel itself consists of eruptive material probably belonging to the Andine diorite-gabbro series.

The other locality for sedimentary rocks is a place named C. Kjellman (not noted on the map) and situated halfway between C. Roquemaurel and C. Gunnar. The alternating dark and lightcoloured beds of this spot run vertically from SW—NE, that is, parallel to the coast.

No indications of fossils were noticed in these two places.

In three localities, C. Neumayer on Trinity Island, Challenger Island on the east side of C. Murray and C. Neyt on Liège Island I found a rock that I have jotted down in my note-book as »grey granite» and »lightcoloured diorite» and which is very probably the acid link of the Andine diorite-gabbro series.

At the northern slope of Mount Bransfield we made a very hurried landing. During my flying visit I fancy I noticed some quartz-diorite and a quartzite-like stratified rock very near to each other as constituents of the solid ground.

Besides these localities there remain many of our landing-places as to the lithological character of which I cannot give any indications.

Still, one of them must be briefly mentioned, viz. a point on the mainland coast between Cape Karl Andreas and C. Gunnar. Here a shore-nunatak exhibits a coarse conglomerate with boulders of up to 2 meters in diameter. (Pl. 3). In general the mass is quite unstratified and really much like a bottom-moraine, though the rock is evidently old and seems to have taken part in the mountain-folding. Only in one spot, where the conglomerate is less coarse, does it show slight indications of bedding. The material of the pebbles is very varied, beautiful porphyries being very common amongst many other kinds of rock.

Gerlache Channel. This region, forming the continuation to the southwest of the coastline visited by us, was surveyed by the Belgian Antarctic Expedition in 1898, and Mr. ARCTOWSKI of this expedition has published some preliminary notes on their geological finds.¹

Only in one place, Wilhelmina Bay, did he find sedimentary rocks, schists, in which no fossils were noticed.

At three landing-places, Flandres Bay, Bank Island and Wilhelmina Bay, granite formed the ground; Cape Anna was found to consist of serpentine, and in two landings in Errera Channel porphyrite was met with.

¹ ARCTOWSKI. Géographie physique de la région antarctique. Bull. Soc. belge de Géographie 1900.

The continuation of the geological description given by Mr. ARCTOWSKI is of such interest that it must be cited here verbally:

»Toute la partie extérieure au contraire, c'est-à-dire l'archipel de Palmer, les îles de la baie de Hugues et l'extrémité Nord des terres de Graham, où nous avons également fait un débarquement — (non loin du cap Renard), est formée principalement de diorite, présentant des compositions variées, de sortes qu'en certains endroits, ce sont des diorites quartziques. Au X^e débarquement, nous avons trouvé du gabbro, formant l'un des nunataks. M. Teall, à l'obligeance duquel je dois ces premières indentifications petrographiques des roches trouvées en place, m'écrit que nous avons decouvert une bonne série de roches plutoniques, rangées au point de vue de leur composition depuis les peridotites (présentées par la serpentine) jusqu'aux plus acides aplites, et comprenant des gabbros, des diorites et des granites.»

These notes by Mr. ARCTOWSKI form a striking parallel to the conditions found by me farther to the northeast. In both regions sediments are very scarce and the ground consists chiefly of plutonic rocks. Moreover it is highly probable that the aplite-granite-diorite-gabbro-peridotite series mentioned by Mr. TEALL will be found to be identical with the quartz-diorite-gabbro series of Hope Bay, only that the amplitude of acidity is somewhat larger in the more extensive material examined by Mr. TEALL. Thus the Andine eruptives seem to be the principal constituent of the west coast of Graham Land at least from Antarctic Sound to the southwest end of Gerlache Channel.

Joinville Island. We did not land upon this island, but to judge from the mountain forms visible from Hope Bay I fancy that at least the part of the island nearest to Antarctic Sound ought to be included in the region of mountain-folding and of Andine eruptives.

Borchgrevink Nunatak. At the farthest south (about 66° S. L.) of his long sledge-journey NORDENSKJÖLD reached a nunatak, named by him as above, that he found to consist of quartzporphyry. This is actually the only point on the whole east coast of the mainland south of Duse Bay the lithological character of which is known.

Besides the above mentioned observations on solid rock, some further evidence on the geological structure of the mainland can be gained from loose blocks that have been found on the eastern islands, partly in tertiary conglomerates of Seymour and Cockburn Islands, partly in a morainelike mass underneath the tuff-formation at Cape Hamilton on Ross Island and partly spread over the recent land surface. Evidently these pebbles have been transported in Tertiary and Quarternary times from the mountain region to their present places.

Dr. NORDENSKJÖLD has collected a considerable material of these

blocks and given a preliminary report on them.¹ He has found most abundantly granites, quartzdiorites, porphyries and porphyrites, some of them showing structural relationship to rocks that he collected during his earlier expedition to Patagonia.

Phyllites of varied type are common amongst the pebbles, but gneiss is comparatively scarce; however, one of the most remarkable of all blocks, a giant, 6—7 meters in diameter and lying on the highest plateau of Seymour Island, consists of this last-mentioned kind of rock.

South Shetland Islands. This far extended island range running parallel to the main land (Pl. 4) is almost unknown from a geological point of view.

When in 1820 WILLIAM SMITH, who is considered the first discoverer of true Antarctic land, paid a visit to the northeastern part of King George Island he found a bluish grey slate to be the prevalent rock amongst the pebbles on the beach.²

The first landing from the »Antarctic« was made in Harmony Cove upon Nelson Island, and some stone specimens from here are fortunately saved and show that the rock here is a greenish porphyrite.

The following summer (Nov. 1902) we landed on a small rock W. of Snow Island and on the east point of Livingston Island. In both places I found a darkcoloured eruptive but, the specimens being lost, I cannot say anything as to its nature.

It is only the parallelism of the island range to the mainland and the resemblance of the ragged mountains in both regions that has led me to include the South Shetlands in the region here in question.

South Orkney Islands. The first note on the geology of this island group we owe to DUMONT D'URVILLE, who in 1838 landed upon the small Weddell Island and reported from there »un calcaire silicieux« and »schistes quartzeux« »dont l'inclinaison des couches était d'environ 80° du NNO au SSE.«³

The Scottish Antarctic Expedition under the leadership of W. C. BRUCE, which wintered in 1903 at Laurie Island collected very important geological material, that has been described by J. H. H. PIRIE, geologist of the expedition.⁴

On Coronation Island was found a coarse conglomerate »dipping at about 30° in a north-easterly direction«.

The principal rock of Laurie Island and the small Saddle Island is

¹ This Bulletin. Vol VI, Part 2, P. 240—241.

² Cf. P. 19.

³ DUMONT D'URVILLE. Loc. cit. Tome II. P. 316—317.

⁴ PIRIE. On the Graptolite-bearing Rocks of the South Orkneys. Proc. Royal Soc. Edinburgh. Vol. XXV. Part. VI. 1905. P. 463—470.

greywacke, but on the first-mentioned island also shaly rocks occur. »In one situation only were regular beds of shale found, alternating with layers of greywacke. Commonly the shale occurs simply as patches in the greywacke, seemingly irregularly mixed up with it, or with ill-defined borders shading off into the greywacke.

Near the eastern end of Laurie Island, on a small islet called Graptolite Island, some fossils were found in the shale. One is a graptolite, *Pleurograptus*?, the other fragments are considered to be parts of a Phyllocarid crustacean, probably nearly allied to *Discinocaris*. According to the evidence afforded by these fossils the age of the shale is youngest lower, or oldest upper Silurian.

»The most common strike of the rocks is north-westerly, varying from NNW to WNW, the dip being in most cases at a high angle north-easterly or south-westerly. One definite anticlinal axis was observed running in a NNW and SSE direction.»

»We have here to deal with a series of plications whose axes run in a general NW and SE direction—probably rather nearer NNW and SSE».

In fact there is very little in the above description that speaks for the connection of the South Orkneys with the region of mountain-folding of Graham Land.

The direction of the folds NW—SE does not point to such an affinity. The South Orkneys, as far as hitherto known, consist merely of folded sedimentary beds; in the mainland, on the other hand, the sediments seem to form only small and scattered patches in a vast area of igneous rocks. And finally the fossiliferous beds of the South Orkneys are much older (Silurian) than the only strata of fixed age (Jura) in the folded region of the mainland.

But still I think that not one of these facts positively contradicts a connection that, from a more general point of view, seems highly probable.

To their position and outlines the South Orkneys can be very well supposed to form the continuation eastwards of the South Shetland island range, and already in the eastern part of the South Shetland group we may be able to trace a bending of the axis of the island range to ESE as in the South Orkneys. In fact, Elephant and Clarence islands with adjacent small islets form a group of striking likeness to the South Orkneys. (Pl. 4). Unfortunately the geology of the Elephant-Clarence group is completely unknown, but I fancy that, once surveyed, these islands will be found to form a connecting link between the westerly South Shetland Islands and the South Orkneys.

The great difference in age between the shales of Graptolite Island and the beds of Hope Bay is no argument against such a connection. It may be considered merely as an indication that this folding range, as many others, includes strata of very different age, and its offers wide

possibilities to future research for fossiliferous beds both in the island range and on the mainland.

Snow Hill-Seymour Island series.

Topography of Snow Hill and Seymour Islands.

Snow Hill Island is for the most part covered with inland ice, which according to NORDENSKJÖLD shows a hilly surface with deep depressions that evidently follow the valleys of the hidden ground. The highest point measured on the inland ice is 300 meters above the sea-level.

Through the ice-sheet range three groups of nunataks, and in the NE. the island forms a narrow projection of about six kilometers in length, that is completely free from ice-cover.

This icefree peninsula is highest along the northwest coast, which forms steep, lofty cliffs. Eastwards and towards Seymour Island Sound the land slopes gradually and here the coastal cliffs are rather low.

In the form of a hard ridge there runs through the peninsula a basalt-dike that rises over the surrounding soft sediments and forms, near locality 3 (Pl. 6), »The basalt-top», the highest summit of the iceless peninsula.

In many places near the coast, thus south of the winter station and on the eastern side of the peninsula, streamlets of melted snow have cut deep valleys in the soft Cretaceous beds.

Seymour Island. Across this island runs a transverse valley from Penguin Bay to an unnamed bay on the opposite coast E. of Cape Bodman. The bottom of this valley is not much above the level of the sea; a slight submergence of the region would here divide Seymour Island into a large southwestern and a much smaller northeastern part. Thus this transverse valley may be considered as homologous to the shallow sound between Snow Hill and Seymour Island.

The part of Seymour Island southwest of the valley referred to above is mostly low and deeply dissected by running water. In some places the appearance of the land is rather peculiar, with many small hills between the erosive lines.

A basalt-dike (possibly the continuation of the Snow Hill dike) runs through this part of the island, forming at least one pronounced top, lying not far from locality 9.

Low perpendicular sea-cliffs border the land in all places where the valleys of the small rivers do not slope gradually to the sea.

The smaller northeastern part of Seymour Island presents a somewhat different appearance. Most of it forms a high plateau (180 m., the highest part of Seymour Island), the surface of which is completely even without any sign of river-cutting. East of this plateau up to the northeastern part of the island runs a strip of deeply dissected land.

The two parts of Seymour Island exhibit a somewhat different geological structure: the larger southwestern part is built up of Senonian (older Seymour I.) beds which are only slightly younger than the Snow Hill beds; the northeastern part of Seymour Island, on the other hand, consists of the »Younger Seymour I.-beds» (upper Oligocene or lower Miocene).¹

Thus from a stratigraphical point of view we have to divide the Snow Hill-Seymour region into two very unequal parts, the one consisting of Snow Hill and the larger part of Seymour Island (Upper Cretaceous), the other being what remains of Seymour Island (Tertiary).

Cretaceous strata.²

(Snow Hill beds and older Seymour I. beds.)

Snow Hill Island is built up chiefly of fine-grained, soft sandstone beds that in many places have the consistence of loose sand. In these soft and easily disintegrated beds lie in some places (loc. 2 and 3) concretions of harder sandstone more or less rich in glauconite. Fresh cuts in these concretions are grey to brownish grey in colour, but weathered surfaces are deep reddish brown to liver-coloured, with a very peculiar polished appearance. The smaller of these nodules are evidently formed round some organic body, since a fossil shell or an ammonite is found in almost every one of them. The bigger lumps of this hard sandstone are often quite crowded with fossils of various kind, ammonites, shells, corals and fish scales.

Also the Cretaceous beds on Seymour Island consist of fine-grained soft sandstone and sand. Nodules of the characteristic liver-coloured type, so common on Snow Hill, are never (or only very rarely) met with on Seymour Island.

The chief constituent of the Cretaceous fauna (considered as a whole) is *ammonites*, abounding both in specimens and species. Next to them in

¹ Pl. 6 is erroneous as to the limit between the two formations. As stated more fully in the description to the plates, the line of demarcation ought to be drawn close to the west of locality 10. Even with this correction the geological boundary line does not strictly coincide with the transverse valley, as locality 10 (Tertiary strata) lies close to the southwest of the valley.

² A note on Cretaceous fossils from Snow Hill Island was published during our stay in the South:

STUART WELLER. The Stokes collection of Antarctic fossils. *Journal of Geology*. Vol. XI. No 4. 1903. P. 413—419.

Stokes is an American artist who joined the "Antarctic" on its first voyage to the Graham region, but left the expedition in Port Stanley in March 1902.

He collected some fossil specimens on Snow Hill Island during two days in Febr. 1902 when the wintering party was landed. Though he had agreed not to communicate anything of the scientific results of the expedition, we found on our return that a description of his small fossil collection had been published.

Evidently he did not give the eminent palæontologist who wrote the description much information about the conditions under which the fossils were collected, as our expedition is called in Mr. Weller's paper "Belgian Antarctic Expedition".

importance come the *bivalves* and *gastropoda*; *fish-remains* and *corals* are also tolerably common, while *echinids* and *decapoda* are but rarely found. Some scarce pieces of wood were found in the Snow Hill beds.

Already during the field-work we noticed a near relationship between the Cretaceous strata of the two islands, but at the same time such marked differences that a division into the two local groups Snow Hill beds and Older Seymour I. beds may prove to be necessary.

A slight petrological difference has already been noticed. When collecting ammonites we found that several of the most abundant types were limited to one of the islands and that was also the case with some of the other shells. A large *Aporrhais*, very common on Snow Hill, is never found together with the Seymour Island ammonites, and the *oysters*, rather common on the last-mentioned island, seem to be absent or rare in the true Snow Hill beds. *Tubulostium callosum* Stol. is one of the most common Snow Hill fossils. A few specimens of *Tubulostium* were collected on Seymour Island, but they are bigger and may belong to another species or variety.

The only group of Cretaceous fossils hitherto examined by specialists is that of the cephalopoda. Prof. KILIAN has kindly sent me preliminary lists of the species, and these are given here below to illustrate the difference and relationship between the two faunas:

<i>Snow Hill.</i>	<i>Seymour Island.</i>
<i>Holcodiscus Madrasinus</i> Stol.	<i>Holcodiscus Madrasinus</i> Stol.
» <i>Kalika</i> Stol. sp. (very abundant).	» <i>cf. Kalika</i> Stol. sp.
» <i>Æmilianus</i> Stol. sp.	» <i>Æmilianus</i> Stol. sp.
» <i>cf. cliveanus</i> Stol. sp. (abundant).	
» <i>cf. Theobaldianus</i> Stol. sp.	
» <i>n. sp. aff. Theobaldianus</i> (abundant).	
» <i>cf. Karapadensis</i> Stol. sp. (abundant).	
» <i>cf. buddhaicus</i> Kossm.	
» <i>Bhavani</i> Stol. sp.	» <i>Bhavani</i> Stol. sp.
» <i>cf. Moraviatoorensis</i> Stol. sp. (rare).	
» <i>cf. recurrens</i> Kossm.	» <i>recurrens</i> Kossm.
» <i>n. sp. A.</i> (abundant).	
» <i>n. sp. B.</i>	
» <i>n. sp.</i>	
<i>Pachydiscus cf. rotalinus</i> Stol. sp.	<i>Pachydiscus.</i>
	» (<i>Holcodiscus</i>) <i>gemmatus</i> Huppé sp.
	» <i>cf. Gollevillensis</i> d'Orb. sp.
	» group of <i>neubergiens</i> Quenst.
	» <i>n. sp.</i>
<i>Desmoceras (Puzosia) diphylloides</i> Forbes sp.	
» (») <i>cf. sugata</i> Forbes sp.	
» (») group of <i>latidorsata</i> .	
» <i>aff. Denisoni</i> Stol. sp.	

*Snow Hill.**Tetragonites* sp.*Hamites* cf. *cylindraceus* d'Orb. sp.*Gaudryceras* *politissimum* Kossm.» *varagurense* Kossm. (common).» cf. *Marut* Stol.

» sp.

Lytoceras *imperiale* Yabe.*Phylloceras* *Surya* Forbes sp.» *ramosum* Meek.*Sonneratia* sp.*Nautilus* cf. *Bouchardianus* d'Orb.*Belemnites* sp.*Seymour Island.**Gaudryceras.*» cf. *striatum* Jimbo sp.» *Kaye* Stol. sp.» group of *Sacya* Stol. sp.*Phylloceras* sp.*Sonneratia* sp.*Nautilus* sp.

These parallel lists indicate a marked difference between the two faunas. Several species are common to them both, but the predominant forms are different. The chief part of the Snow Hill species belong to the genus *Holcodiscus* and several of the most abundant of these forms are not found on Seymour Island. On this island, however, species of *Pachydiscus* and *Gaudryceras* form essential constituents of the fauna and they are all different from the Snow Hill representatives of the genera mentioned.

As to the affinity of these Antarctic ammonites to other Cretaceous faunas, Prof. KILIAN has made the following remarks:

»La plupart de ces formes sont des espèces caractéristiques ou se rapprochent d'Ammonites caractéristiques des assises de Trichinopoly (couches supérieures) d'Aryaloor et de Valudayoor dans l'Inde, c'est à dire du Sénonien; quelques espèces seulement (*Gaudryceras* cf. *Marut* Stol. sp., *Holcodiscus* cf. *cliveanus* Stol. sp. *H. Moraviatoorensis* Stol. sp. et *Pachydiscus rotalinus* Stol. sp.) du reste rares et isolées, indiqueraient un niveau inférieur, celui des couches supérieures d'Ootator dans l'Inde, équivalentes du Turonien, mais il faut remarquer que les formes les plus caractéristiques de ce niveau (*Schlœnbachia*, *Acanthoceras* etc.) font défaut. Le type faunique rappelle à un haut degré celui des dépôts néocrétacés de l'Inde si remarquablement décrits par M. Kossmat après des travaux de Stoliczka, ainsi qu'à un degré un peu moindre, mais cependant notable, celui du Crétacé supérieur (Nanaimo Group) de l'île de Vancouver, du Japon (abondance des *Gaudryceras* et des *Pachydiscus*), de la Patagonie, du Natal etc.

La présence de *Pachydiscus gemmatus* Huppé sp., de *Lytoceras Kayei* Stol. sp. et de *Phylloceras ramosum* Meek., ainsi que celle d'un grand *Pachydiscus* voisin de *P. Quiriquinae* Steinm. et de *P. colligatus* v. Binck. à l'île Seymour, évoque un rapprochement avec les couches de Quiriquina que nous ont fait connaître M. Steinmann et ses collaborateurs sur une île de la côte pacifique de l'Amérique du Sud.»

After these general remarks on the Cretaceous formation considered as a whole I will try to characterize the different localities as far as this is possible before the palaeontological material has been worked out.

As the strata of the Snow Hill-Seymour group seem to dip by slow degrees towards E. to ESE. we may expect to find the oldest beds in the most southwestern locality.

This is also the case. Near the middle of Snow Hill Island lies a nunatak-group (loc. 6) from which NORDENSKJÖLD brought some fossiliferous slabs which, both in their petrological character and in the general appearance of the fauna, remind one of loc. 3 of the ice-free peninsula. In one of these pieces was found a small twig of a conifer, determined by Prof. NATHORST as *cfr. Sequoia fastigiata* Sternb. sp., the only to any extent determinable plant fossil in all the Cretaceous series.¹ Together with this remnant of a conifer lay some specimens of a coral, a small mussel, fish-scales and some ammonites, which have been examined by Prof. KILIAN, who has found them to be »a *Puzosia cf. sugata* Forbes sp. (transitional to *P. latidorsata* d'Orb. sp.) and a small *Desmoceras* (*Puzosia*) of the group of *P. planulata* Sow. sp.»

Prof. KILIAN writes: »This locality seems to be somewhat older than the other and to correspond to the Ootator group of India, viz. lower Cenomanian.

Next in age to loc. 6 seems to come loc. 2 of the ice-free peninsula. The fauna of this last-mentioned locality contains, according to Prof. KILIAN, some species that remind one of the Ootator beds, but they are mixed with forms characteristic of the Aryaloor and Trichinipoly faunas.

The age of loc. 3 and 5 is not yet definitely settled, but to judge from the preliminary determinations made by Prof. KILIAN it may be supposed to be approximately that of loc. 2.

Locality 4 at the southeastern corner of the ice-less peninsula has been erroneously marked on Pl. 6 as belonging to the »Snow Hill beds». This place was discovered by the physician of the wintering party, Dr. EKELÖF, and NORDENSKJÖLD in his notes has named it »Ekelöf's Locality». Here was found in a soft clayey matrix a fauna consisting of mostly small-sized, well preserved fossils, shells, corals, echinoid spines, etc.

A very similar fauna was collected on Seymour Island, loc. 8. Apparently some species at least are common to both localities and the general appearance of both fauna and rock is the same in the two places. This identity of the faunas of loc. 4 and 8 has been confirmed by Prof. KILIAN. The ammonite-remains from loc. 4 belong, according to him, to *Pseudophyllites Indra* Stol. sp. and *Pachydiscus* sp. »La localité 4 de Snow Hill paraît, comme celle de l'île Seymour (loc. 8), appartenir à un horizon supérieur du Sénonien».

¹ According to a communication kindly made by Prof. NATHORST, the true *Sequoia fastigiata* Sternb. sp. belongs to the Cenomanian of Europe and to the Cenomanian and Senonian beds of Greenland.

After all, there can be no doubt that loc. 4 belongs to the »Older Seymour Island beds» and it is only through inadvertency that this place has been marked on the map, as all the rest of Snow Hill, with the colour of »Snow Hill beds».

Of locality 1, S. of the winter-station, we are somewhat doubtful as to its age. In a bank of fine-grained sandstone with carbonate of lime forming the cementing matrix, there occurs in great abundance a mussel that has been determined by Dr. WILCKENS to be *Lucina Townsendi* White (mentioned from Snow Hill already by Weller L. c. P. 415).

This form, according to the determinations made by Dr. WILCKENS, has been collected also on loc. 4 and on Seymour Island not far from 8. This seems to indicate that loc. 1 is nearer in age to the Older Seymour I. beds than to the close lying localities 2, 3 and 5, where *Lucina Townsendi* was never noticed and where the rock is quite different from that of loc. 1. With this premise one could feel tempted to suppose the musselbank of loc. 1, owing to a fault, to have been lowered to the level of the beds of the adjacent loc. 2.

But the age of loc. 1 is very uncertain. The ammonites enumerated by Prof. KILIAN from this locality are all found also in loc. 2, but never seen in the older Seymour I. beds. Thus the question of the age of loc. 1 must be left unsettled, at least until the fossil material has been fully worked out.

The ammonite fauna of the »Older Seymour I. beds» has been characterized above according to the determinations made by Prof. KILIAN, who has compared this fauna with that of the Quiriquina beds in Southern Chile.

The mussels of the ammonite-bearing Seymour I. beds have not yet been determined, but Dr. WILCKENS has sent me a communication about one of these species that points to the same conclusion as the notes on the ammonites: »a *Lahillia* most like *L. veneriformis* Hupé sp. from the Quiriquina beds».

In locality 9, situated round the upper part of a river-valley running to the NW. coast of Seymour Island, was collected in nodules of dark grey limestone a fauna consisting chiefly of several species of bivalves. The total absence of ammonites in this fauna led us, during our survey work, to consider it as belonging to the upper series of Seymour I. deposits (Younger Seymour I. beds) and so it was also marked in the map Pl. 6.

But Dr. WILCKENS, after having examined the mussels of loc. 9, told me that the fauna is decidedly Cretaceous, as several of its species are identical with mussels from the Patagonian *Lahillia Luisa*-fauna described

by himself. The preliminary list drawn up by Dr. WILCKENS of the mus-sels of loc. 9 is given here:

»*Lahillia Luisa* Wilck.

Lahillia n. sp.

Astarte venatorum Wilck.

Nucula suboblonga Wilck.

Pyropsis gracilis Wilck.

Malletia sp.

Aporrhais sp.

The Patagonian beds with *Lahillia Luisa* are considered by WILCKENS to be Senonian, but their relation in age to the Chilean Quiriquina beds he has left undecided.¹

On Seymour Island we have besides the *Lahillia Luisa*-beds (Loc. 9) another Senonian series with ammonites (SW. part of the island), that has been compared with the Quiriquina beds. Because of the general dip of the strata in the Snow Hill—Seymour region, with the oldest beds in the SW. (loc. 6, Cenomanian) and the youngest in the NE. (loc. 11 Tertiary), one could feel tempted to suppose loc. 9 to be younger than the ammonite-bearing strata in the SW. part of Seymour Island. But it must be accentuated that such a supposition is by no means supported by actual observations. In fact, not one of the localities in this region has been proved by means of supraposition to be younger than another. The conditions are here very unfavourable to such an investigation: the flatness of the land, the gentle dip of the strata and the sameness of the sediments, all combine to make a stratigraphical survey very difficult.

In an easterly direction from loc. 9 there lies at the coast a prominent point (south from the small isolated strip of the basalt-dike, pl. 6).²

On the hills behind this point were found, in soft sandstone, trunks of fossilized wood. As no other fossils were noticed together with the wood, the age of these beds cannot be fixed. But it must be mentioned that

¹ WILCKENS. Die Lamellibranchiaten, Gastropoden etc. der oberen Kreide Südpatagoniens.

Sonderabdruck aus den Berichten der Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Band XV. 1905.

P. 63—64.

In another paper published at about the same time, WILCKENS has proved the synchronism of the *Lahillia Luisa*-beds of Southern Patagonia with the Rosa- and Salamanca-beds of northern and central Patagonia and classed them together under the name "San Jorge formation".

"Ob nun die San Jorge-Stufe ins Senon gehört oder noch in die dänische Stufe reicht ist für das Wesen ihres Vorkommens eine völlig müßige Frage".

Die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien. Neues Jahrb. für Mineralogie etc. Beilageband XXI. 1905. P. 145—146.

² As a guide for future explorers we may note that the name Penguin Bay, given by NORDENSKJÖLD, is not very appropriate. No penguins breed in the bay; the only penguin rookery on Seymour Island is at the point mentioned above. On the same point lies a depot of provisions established by NORDENSKJÖLD and enlarged by the Argentine Relief Expedition.

between the basalt-dike and locality 10 were found some specimens of a large *Pinna* identical with or similar to a species very common in the Snow Hill beds. This find may prove that the Cretaceous formation extends close up to loc. 10, and thus it may be considered possible, but by no means certain, that the wood is of Cretaceous age.

According to the descriptions given above, the Cretaceous deposits of the Snow Hill—Seymour region may be grouped as follows, though it must once more be pointed out that the relationship of age between the different localities is in some cases very uncertain:

Probable succession of the Cretaceous beds of the Snow Hill—Seymour region.

Local denominations.	Localities of Pl. 6.	Epochs.	Corresponding deposits in other regions.
Older Seymour Island beds.	Loc. 9. Beds with <i>Lahillia Luisa</i> . SW. part of Seymour I. (with Loc. 8) and Loc. 4 Snow Hill.	S E Y M O U R	Patagonian beds with <i>Lahillia Luisa</i> . Quiriquina beds of S. Chile. Aryaloor, Valudayoor and Upper Trichinopoly beds of India.
Snow Hill beds.	Loc. 2 (3 and 5?)		
	Loc. 6.	Turonian possibly hidden underneath the inland ice. Cenomanian.	Ootator beds of India.

Outside the Snow Hill and Seymour Islands Cretaceous beds have been observed in several places on Cockburn Island and Ross Island cropping out underneath the basalt-tuff formation.

Cockburn Island, On this small island Cretaceous strata have been observed cropping out here and there through the talus that covers the steep sides (pl. 1 C).

In most places only *Callostium* and some fragments of ammonites were found. The ammonites have been determined by Prof. KILIAN as *Holcodiscus cf. Theobaldianus* Stol. sp. and *H. n. sp. A.*, proving that these Cockburn beds belong to the Snow Hill series.

The localities 12 and 13 (Pl. 6) are of special interest.

At 12 (fig. 3) the Cretaceous beds are exposed to a thickness of about 150 meters. These strata are not rich in fossils. In the lower part of the section (b of the fig.) I found three specimens of *Pinna*, a small, smooth *Pecten*, a decapod and an ammonite. At a height of 150 m., only 10 m. underneath the basalt-tuff, some specimens of *Callostium* were collected.

At loc. 13 a thin basalt-dike traverses the sedimentary beds. Close to this dike in soft sandy beds of common Snow Hill type was found a

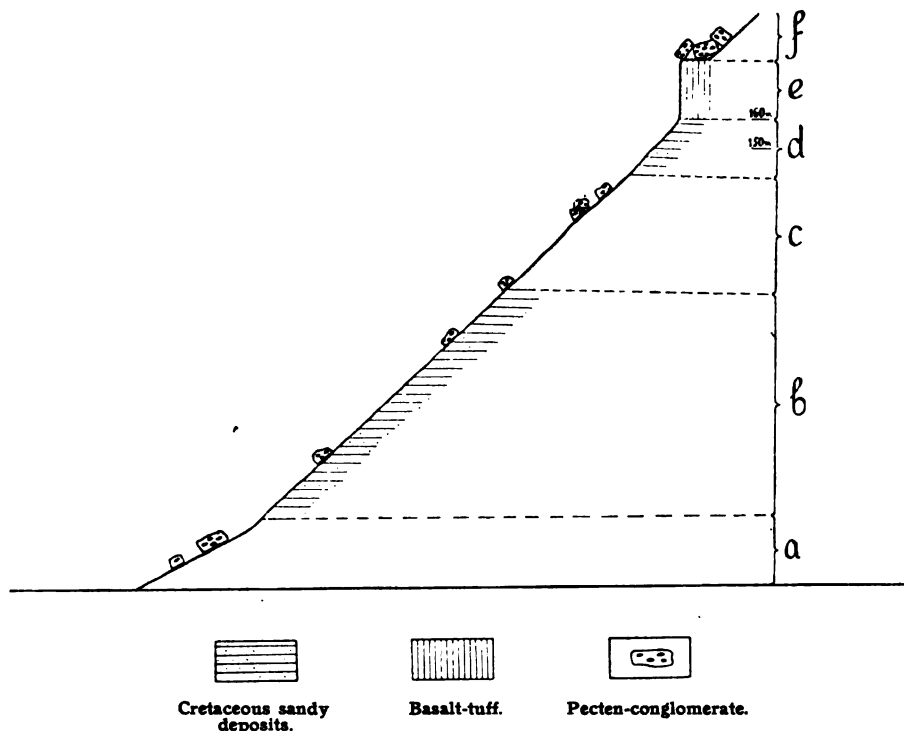


Fig. 3. Detail section. E. side of Cockburn I. Loc. 12.

layer, about one meter in thickness, rich in glauconite and quite crowded with fossils, mostly small forms: a globulous bryozoan, two species of brachiopoda, small gastropoda etc. This fauna of pygmean forms is quite different from the typical fauna of the Cretaceous beds of this region, and as no common Snow Hill fossil was found in the sandy beds in which the glauconitic layer lies intercalated, it is somewhat doubtful whether this layer with its surroundings belongs to the Cretaceous series. But as the sandy beds of this place seem to be connected on both sides with indubitable Cretaceous strata, I think this singular bed too is most probably only an intercalation, with anomalous petrological and faunistic facies, in the normal Snow Hill sediments of Cockburn Island.

Not far from loc. 13 the sandy beds present, on a large scale, a strongly developed current-bedding.

Cape Hamilton. I have not visited this place, and the following notes are due to a communication kindly sent to me by Prof. NORDEN-SKJÖLD.

Round Cape Gage the tuff formation seems to descend to the sea-surface, and this is the case also on the south coast of Ross Island from Lockyer Island all the way to C. Broms on the west coast.

But at Cape Hamilton the tuff formation is not found until we reach a height of 220—230 m. above the sea, resting on a mighty sedimentary series.

The greater part of this series may be supposed to belong to the Cretaceous formation, as *Callostium* was collected nearly up to the base of the basalt-tuff.

These Cretaceous beds are extremely poor in fossils; besides the shell just mentioned only one other gastropod and some joints of crinoids were noticed. Litologically the series is very uniform: soft sandstone without harder layers but with numerous nodules, which in this place are always devoid of fossils.

Next above the Cretaceous beds follows a moraine-like mass, some meters in thickness: in a clayey matrix lie numerous angular fragments of crystalline rocks foreign to the locality (granite etc.; no volcanic rocks or porphyries were noticed amongst these fragments of plutonic eruptives and crystalline schists). Also pieces of »claystone» were noticed. The largest of these lumps of foreign rocks did not exceed half a meter in diameter; most of them were much smaller.

Between this moraine-like mass and the superposed tuff lies a bed of »clayish sandstone», two meters in thickness, with numerous small fragments of basalt, and exhibiting evident current-bedding. Apparently this sediment must be considered as connected with the basalt-tuff resting on it.

The horizontal extent of these beds could not be determined, as they were very little exposed.

Sidney Herbert Sound. The northernmost locality of Cretaceous strata is a place named »The Naze» in Sidney Herbert Sound. Here a low and narrow promontory juts out from Ross Island, exhibiting some few meters thickness of Cretaceous beds, covered on the Naze by postglacial clay (fig. 4). At the base of the promontory the land rises to a hill of basalt-tuff overlying the Cretaceous beds. In these strata were found numerous specimens of *Callostium*, 2 small *Ostrea*-like mussels, a gastropod and an ammonite which, according to Prof. KILIAN, is undeterminable but possibly a *Holcodiscus* of the group of *H. Bhavani* Stol.

Also on the west side of Ross Island (Crown Prince Gustaf Channel) sedimentary beds cropping out underneath the basalt-tuff have been noted. These tracts were visited only by NORDENSKJÖLD, and he has given me the following notes:

At Obelisk Point was found a coarse yellow sandstone with carbonized plant remains. It seems as if this sandstone formed a subsided body bounded by faults from the surrounding cliffs of basalt-tuff, but more probably the sandstone forms the bedding of the tuff.

N. of Obelisk Point up to Cape Lagrelius a sedimentary series was seen here and there at the base of the tuff formation. At the last-named cape it was found to consist partly of beds which may be considered as only fine-grained tuffs, partly of a coarse conglomerate of considerable thickness with pebbles of various types of crystalline rocks (also porphyries, but, as far as was noticed, no basalt).

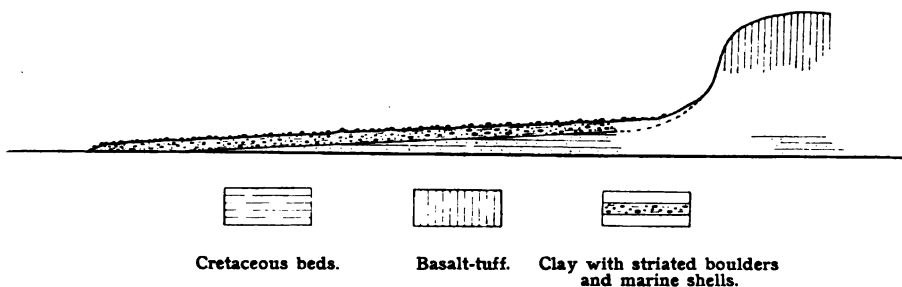


Fig. 4. Sidney Herbert Sound. "The Naze".

Also on the very northernmost point of Ross Island, Cape Lachman, were seen at some distance, at the base of the tuff cliff, gently projecting slopes, such as indicate — to judge by our experience at other places — sediments underlying the tuff formation. As we did not visit this cape, no opinion can be expressed as to the nature of the supposed sediments.

Tertiary beds of Seymour Island.

As has been proved above (p. 40) we have been able to trace with some degree of certainty the Cretaceous formation on Seymour Island to close up to the SW. side of loc. 10. But in this locality itself a younger horizon has replaced the Cretaceous series, though we could not find the exact boundary between the two formations.

The prevalent rock of loc. 10 is a sandstone cemented by carbonate of lime and partly developed as a tuff with fragments of augite-porphyrine. In this sandstone NORDENSKJÖLD discovered (already in Dec. 1902) determinable plant-fossils. These have been examined by Prof. NATHORST, who has published the following preliminary report:

«Les Fougères y sont assez communes et appartiennent à plusieurs espèces différentes, mais les débris sont de petites dimensions et difficiles à

déterminer. Une Conifère a feuilles distiques rappelle assez, à première vue, l'aspect d'un *Sequoia*, mais un examen attentif semble indiquer qu'il s'agit d'un autre genre. Une seule feuille isolée semble appartenir à une *Araucaria*, assez voisin de l'*Ar. brasiliensis*. Les feuilles de *Dicotylédones* sont généralement petites et présentent le même faciès que celles de certaines flores tertiaires de l'Europe méridionale. Comme fait intéressant il y a lieu de signaler quelques feuilles de *Fagus*.¹

As these plants occur in a marine deposit and as they form, moreover, only small and broken fragments, it cannot be considered as certain that they grew in the immediate vicinity of the place where they were deposited.

As to the age of this flora Prof. NATHORST, after his preliminary examination, has not ventured to enter into any details, but has only stated that it is decidedly *Tertiary*.

In the plant-bearing sandstone was found also a bed crowded with mussels. But unfortunately these are badly preserved, and the small material brought home by us suggests no hints as to the age of the deposit.

Locality 10 is situated on the south-west side of the transverse valley that connects the two opposite bays of Seymour Island. The northeastern part of the island from the transverse valley to the northernmost point consists of soft sandstone much resembling the Cretaceous beds, but differing from them in the occurrence of conglomeratic intercalations with numerous small pebbles of crystalline, mostly granitic rocks foreign to the region. Besides these allothigene pebbles there occur also numerous small pieces of dark sandstone.

The fauna of these beds consists chiefly of mussels and gastropods, which have been handed over for examination to Dr. WILCKENS, who has sent me the following preliminary list:

Lahillia angulata Ph. sp.

Cucullæa alta Sow.

Modiola Ameghinoi Ih.

Ostrea.

Cominella obesa Ph. sp.

Turritella cf. exigua Ortm.

Bullia cf. globulosa.²

Natica.

Struthiolaria.

The majority of these forms are characteristic also for the »Patagonian formation» or the »Patagonian molasse» as it has been named by STEINMANN and WILCKENS, and according to the latter there can be no doubt that the two deposits are contemporaneous. The Patagonian molasse is thought by WILCKENS to belong to Upper Oligocene or Lower Miocene.³

¹ NATHORST. Sur la flore fossile des régions antarctiques. Comptes rendus. June 1904.

² Found, according to Dr. WILCKENS, by NORDENSKJÖLD in the "Patagonian Molasse" at Cabo Sunday in Tierra del Fuego.

³ WILCKENS. Die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien. Neues Jahrb. f. Min. Beilageband 21. 1905. P. 164.

Besides the shells which form the majority of the fauna there occur in the Younger Seymour I. beds a *Lingula* and — abundantly — another, articulate brachiopod, a crinoid, etc.

At one place within the region of this series numerous bones of birds and two vertebræ of a big mammal were found scattered on the ground together with quantities of pebbles of crystalline rocks. Apparently both the pebbles and the bones were a residuum of the destruction of conglomeratic beds in the series forming the ground, and that the bones belonged to the Tertiary beds was confirmed by the fact that Dr. WIMAN, when examining them, found in a small lump of rock adhering to one of the bones several specimens of *Lingula*, which occurs together with the marine shells in the surrounding beds. The bird bones were all found by WIMAN to belong to penguins, five new genera being described by him, viz: *Anthropornis Nordenskjöldi*, *Pachypteryx grandis*, *Eospheniscus Gunnari*, *Delphinornis Larsenii* and *Ichtyopteryx gracilis*.

The mammal vertebræ were identified as belonging to a *Zeuglodon*.¹

Ross Island Formation.

(Basaltic tuffs and lavas.)

When on December 7, 1902, the »Antarctic» entered the sound between Joinville Island and the mainland that now bears the name of the our good old ship, I noticed in the southern entrance of the sound a group of plateau-shaped islands, the dark coastal cliffs of which offered already at a distance a marked horizontal bedding that suggested sediments possibly rich in fossils. During the course of the day we found a way through the ice in the sound and late in the evening I was able to land on the easternmost point of one of these islands, now named Uruguay Island. When I got close, my hope of finding fossiliferous beds was sadly dissatisfied. The high precipitous wall forming this point was built up merely of a dark coloured volcanic tuff formed of basalt-blocks flung together chaotically. Here and there this rock was intercalated by beds of a light reddish-brown and apparently consisting of fine-grained tuff material.

Three weeks later I entered with two companions the till then unknown archipelago inside the northern part of the Erebus and Terror Gulf. After having crossed the mainland from Hope Bay to Duse Bay we found ourselves again surrounded by plateau-shaped capes and islands that reminded us of the Argentine Islands.

¹ WIMAN. Vorläufige Mitteilung über die alttertiären Vertebraten der Seymourinsel.

This Bulletin. Vol. VI. Part. 2. 1905. P. 247—252.

WIMAN. Über die alttertiären Vertebraten der Seymourinsel.

Wiss. Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition. Bd III. Lief. 1. 1905.

The island on the west side of the entrance of Duse Bay especially caught my attention. In it were exposed a series of dark and light yellowish brown beds, the whole showing a very pronounced bedding and forming a gentle syncline. For a second time I was disappointed in my expectations of finding a fossiliferous series. In the talus at the base of the cliff of the island I found only the same tuff formation that I had met before on Uruguay Island.

The above statement will give some general idea of the basalt tuff formation that has got its name from the big Ross Island, which seems to be built up almost exclusively of this rock.

The tuff consists of basalt fragments (the size of which varies from minute grains to gigantic blocks, many meters in diameter) cemented by a

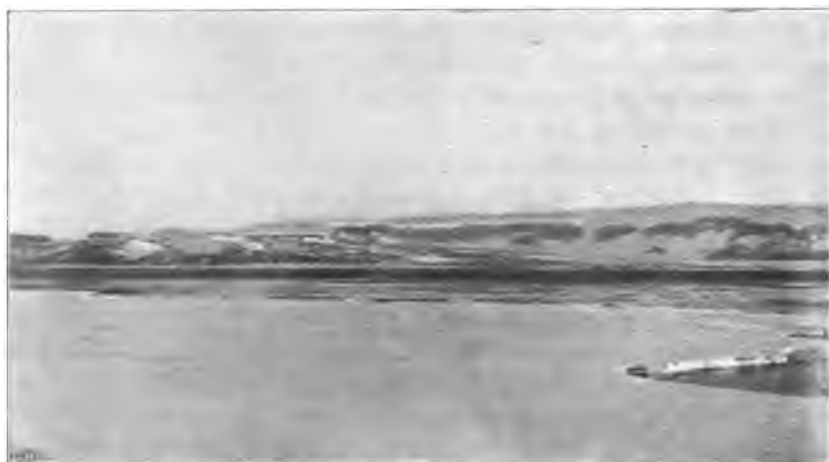


Fig. 5. Part of the SE. coast of Ross Island. The dark coastal cliffs are formed of the basalt tuff.

yellowish or brown palagonitic mass. Often the basalt pieces are veritable bombs with a vitreous crust.¹ A bed of basalt has also been observed, at least in one place, intercalated in the tuff, but certainly such beds form only a very subordinate part of the formation. Dikes traversing the tuff have also been noticed in the small Devil Island on the north side of Vega Island, but this must also be considered as exceptional. On the east coast of Duse Bay and round Vega Island I have followed the coastal cliffs mile after mile without seeing anything but various types of the tuff.

In many places (thus the east coast of Duse Bay and the whole of Vega Island) the sections exhibit a marked unconformability within the tuff formation. In the lower and larger part of the cliffs the strata are inclined, but these inclined beds are cut off and superposed by a horizontal series of less thickness, but consisting of the same material.

¹ NORDENSKJÖLD. L. c. P. 244.

At first I felt inclined to explain these facts by assuming that the inclined beds had suffered a slight folding, that had ended and that had been followed by a period of denudation before the upper horizontal part of the tuff formation was formed.

But on the north side of Vega Island, W. of C. Well-met, we found splendid coastal sections which offered a more natural explanation of the undulations of the older tuff series.

Fig. 6 reproduces such a section. The unconformability between the older and the younger beds is here splendidly developed. But also within the older series there is another marked unconformity, or a current-bedding developed on a large scale.

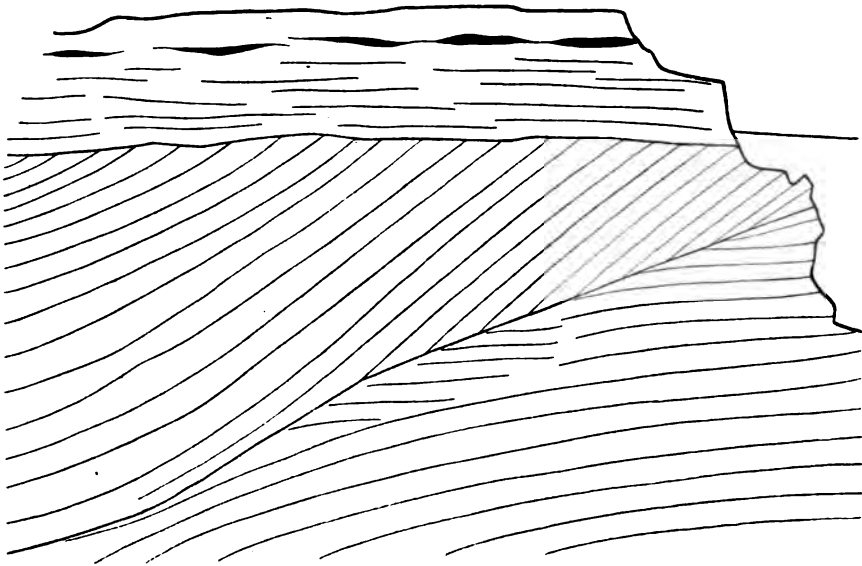


Fig. 6. N. side of Vega Island, W. of Cape Well-met. Coastal cliff (calculated to be considerably more than 100 m. high) built up of coarse basalt-tuff. The dark strips in the upper, horizontal series are in nature light-brown in colour and probably consist of fine-grained palagonite-tuff.

After the examination of a section like this — and several others proving the same were noticed on Vega Island — no doubt can remain, I think, that the inclination of the beds of the older series is *primary*: during violent explosions the coarse tuff was flung together in inclined beds; periods of erosion alternated with the eruptions, and as the force and direction of the explosions changed, the dip of the strata became varied. I also think there can be no doubt that these strata were formed sub-aërially, as such deep discordances cannot possibly have been formed sub-marinely, but only on a land surface.

After the violent and somewhat chaotic deposition of this older series followed a time of denudation, that resulted in a horizontal cut through the

older undulating beds. On this surface formed by denudation was afterwards deposited the upper part of the tuff formation.

Of the centres which gave origin to this vast and mighty formation, we know very little. As already mentioned, dikes, indicating the passage of the magma to the surface, are noticed only in some rare instances.

Paulet Island, on the NE. side of the Gulf, consists exclusively of olivin-basalt and is considered by NORDENSKJÖLD to be a veritable crater island. So is also the case with Mount Christensen, situated on the north side of Robertson Island far down in the south; but both these volcanoes lie outside the main region of the Ross I. formation.

Very likely also the top of Cockburn Island marks a centre of eruption.

Through the ice-free peninsula of Snow Hill Island and through the larger southwestern part of Seymour Island runs a basalt dike, rarely more than 10 meters broad, consisting of typical olivin-basalt. NORDENSKJÖLD has noticed that close to this dike the sediments are in some places strongly metamorphised.

NORDENSKJÖLD, in his paper on the petrology of the region, has pointed out the very interesting fact that in different parts of the tuff formation the basalt is found to enclose fragments of foreign rocks that are apparently plutonic eruptives. Such enclosures have been found by me in the tuff at the eastern side of the mouth of Duse Bay.

The tuff formation is found to rest, at Cape Hamilton, on Cockburn Island and in Sidney Herbert Sound, on Cretaceous beds. As will be proved in the next chapter the tuff itself on Cockburn Island is superposed by the *Pecten*-conglomerate, the age of which is probably Pliocene. These facts limit the age of the tuff formation.

The boundary between the folded region and the tuff formation runs on the maps in a very regular curve, which might easily suggest the idea that a fault forms the boundary line and that the Erebus and Terror Gulf, including the tuff islands, is a sunken area.

But it must be mentioned that the boundary is only roughly drawn on the maps, and it seems highly probable that in reality its course is much more complicated.

I had no opportunity of seeing the basement of the tuff formation in the northernmost part of its region, but the zoologist of our expedition, Mr. K. A. ANDERSSON, has communicated to me an observation bearing on this question made by him in Nov. 1903 on a boat-voyage with Captain LARSEN from Paulet Island to Hope Bay. On Irizar Island he saw the tuff formation resting on a granite-like basement, that may possibly be the diorite series of the region of folding. As the rock-specimens collected by him were lost, the information is somewhat uncertain, but his account is nevertheless very noteworthy.

For the rest I think it very probable that the tuff formation occurs sporadically also within the region of folding, as in one place at least, on

the north side of Pendleton Island, I saw from a distance a section exhibiting in its stratification a striking likeness to the coastal cliffs of the tuff islands.

On plate 4 I have marked with the colour of the tuff formation two active volcanoes in Bransfield Strait, Deception Island and Bridgman Island. As my petrological material from Deception Island was lost with the »Antarctic» I am not able to give any fresh information about the petrological character of this island. The following brief description of the two volcanoes is based chiefly on the notes given by travellers in the first part of last century.

Deception Island is a large crater island, 15—19 km. in diameter. The crater itself forms a basin, 9—10 km. in width and connected with the ocean by a very narrow entrance, only about 200 meters wide. Small craters are described as situated on the inner slope of the big volcano.

The island is to a great extent covered by ice. An alternation of layers of volcanic ashes and ice has been mentioned by some old visitors and was noticed also by me. It does not seem necessary to refer this phenomenon to repeated eruptions but only to the violent gales that spread masses of old ash over the snowfields.

WEBSTER and KENDALL, who visited the island on board the »Chanticleer» in 1829, have given us the most reliable information about the recent signs of volcanic activity:¹ numerous hot springs were noticed, the temperature of which was found to be 88° C. Streams of sulphuretted hydrogen and steam were emitted from the ground, the fumaroles being especially numerous on the shores of the basin, particularly between high and low water-mark.

Lieutenant JOHNSON of Wilkes' squadron, who in 1838 paid a visit to Deception Island, speaks of »boiling springs» and small craters, three or four feet in diameter, from which »a heated vapour is constantly issuing accompanied by much noise».²

WILKES in his narrative also speaks of a Captain SMILEY, who touched at Deception Island in 1842 and reported that »the whole south side of Deception Island appeared as if on fire». »He counted thirteen volcanoes in action». There seems to have been some exaggeration in this old skipper's account.

When we passed the island in Nov. 1902 the entrance to the crater was unfortunately filled by ice, so we could not reach the interior of the island.

¹ For references see P. 20.

² WILKES. Narrative of the Exploring Expedition. Vol. I. P. 149.
Bull. of Geol. 1905.

The small Bridgman Island that rises high and steep — as an isolated rock — out of the sea, has been mentioned by sailors who have passed near to it as exhibiting certain indications of solfatara action.

POWELL in 1821 speaks of a thick smoke emerging from a crater on the west side of the island.¹

WEDDELL, who in the same year passed »within 200 yards» of the island, »observed smoke issuing through the fissures of the rock, and apparently with much force».²

D'URVILLE,³ who passed the island in 1838, and WILKES⁴, in 1839, both distinctly perceived the smoke issuing from its sides. Under the lee of the island WILKES noticed »a strong sulphurous smell».

BALCH has made us acquainted with two captains, LYNCH and ELDRED, who are said to have landed in 1880 upon Bridgman Island. Here they killed a fur seal that »had the fur all burnt off on one side; they thought that, as Bridgman Island was then smoking, perhaps this seal had come in contact with some hot lava or volcanic fires.»⁵

This tale of the burnt seal sounds much like a yarn, so perhaps also the information given by these skippers on volcanic activity on Bridgman I. is not very reliable.

Apparently Bridgman I. rises abruptly from a considerable depth, as not far from it we sounded 1511 m., the greatest depth of Bransfield Strait.

The Pecten-conglomerate of Cockburn Island.

Cockburn Island rises like a big beacon in the eastern entrance of Admiralty Sound. (Pl. I C.)

Its profile is very characteristic: a horizontal plateau, the sides of which form in the upper part a precipitous cliff and underneath this a high and steep talus slope. On the northernmost part of the plateau rises a conical top (fig. 7, p. 52).

The steep cliff consists of basalt tuff, the waste slope underneath the cliff hides Cretaceous strata underlying the tuff. The top of the island is built up merely of the tuff formation, that here to a considerable extent consists of lava-beds intercalated in the tuff.

These are the principal geological features of Cockburn Island. But still there remains to be mentioned a deposit that plays, it is true, only a

¹ Neue allgemeine geographische Ephemeriden 1825. P. 172.

² WEDDELL. A voyage towards the South Pole. London 1827. P. 133.

³ D'URVILLE. Voyage au pôle sud. Tome II. P. 142—143.

⁴ WILKES. Narrative. Vol. I. P. 140.

⁵ BALCH. Antarctica Addenda. Journal of the Franklin Institute 1904. P. 83—84.

very insignificant part in the composition of Cockburn Island, but that will be found to be of much importance for the understanding of the geology of the whole region.

At loc. 12, a place that has been discussed above (p. 41) with reference to the Cretaceous beds, I noticed on the lowest part of the slope a big block that instantly caught my attention, for numerous white patches on its surface flashed in the light at already quite a distance. At first I took it for a big tuff block with crusts of some white mineral in it. But on approaching I found to my great surprise that the light patches were specimens of a big, splendid *Pecten* and that the rock was a conglomerate with numerous blocks of the basalt tuff in it.

As shown in fig. 3, p. 41, blocks of this conglomerate lay scattered on the slope all the way up to the tuff-cliff, 160 m. above the sea. This precipitous cliff I could not climb, and hence I could not find the original home of the conglomerate, but I saw some blocks of it on the top of the cliff resting in a half-overhanging position, proving that the conglomerate-bed lies upon the tuff.

The same day (Oct. 22, 1903) that I found these blocks of the *Pecten*-conglomerate, my companion on the trip to Cockburn Island, Dr. BODMAN, climbed the island on its west side. From the conical top he brought several specimens of tuff and basalt, but found no trace of the conglomerate. However, while crossing a part of the plateau he found some blocks of foreign crystalline rocks and two worn fragments of *Pecten*.

I had no opportunity of climbing on to the plateau to look for the conglomerate bed. Evidently it covers only a very small part of the plateau, as blocks of the conglomerate are met with nowhere in the slopes of the island, except at loc. 12.

In fig. 7 I have given my conception of the structure of Cockburn Island. Probably this profile is not absolutely correct, in that the tuff may descend nearer to the sea in the north (underneath the top), but as I have no detailed observations on the unconformability between the Cretaceous beds and the tuff formation I have drawn the figure in rough outline.

Most of the pebbles in the conglomerate consist of basalt and basalt-tuff, many of them being of considerable dimensions; one basalt block being not less than 1.8 m. in diameter. Possibly the top of Cockburn Island of today formed an island in that sea on the shore of which was formed the *Pecten*-conglomerate.

Besides the numerous blocks of basalt and tuff there were found in the conglomerate also some pebbles, small-sized and few in number, consisting of foreign crystalline rocks, gneiss and granite. A pebble of the last mentioned type has been examined microscopically by NORDENSKJÖLD, who has found it to be a biotite-granite, very probably of Andine type.

The most prominent fossil of the conglomerate is, as remarked before, a large and beautifully preserved *Pecten*. Of a large *Panopæa*-like form and of a limpet-shaped shell were found only bad casts. A *Terebratuloid brachiopod* is rather common. A *Balanus* and some species of *bryozoa* were collected, often attached to outsides of the *Pecten*-valves and to the pebbles of the conglomerate. From the sandy mass forming the cementing matrix of the conglomerate many *foraminifera* and some *ostracoda* were picked out.

From the mode of occurrence of the conglomerate it was at once evident that it must be a very young Tertiary or very old Quarternary deposit.

Amongst the Tertiary and Quarternary deposits of Patagonia there is one which caught my attention, offering very remarkable affinities to

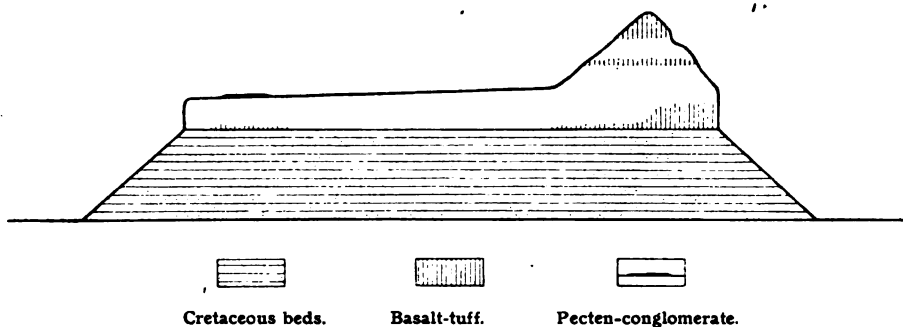


Fig. 7. Ideal section of Cockburn Island.

the *Pecten*-conglomerate of Cockburn Island, i. e. the Paraná beds (Cape Fairweather beds of S. Patagonia).¹

The mode of occurrence of the two sediments is very much the same: the *Pecten*-conglomerate rests on a subaërial deposit (the basalt-tuff) that must be supposed to be younger than the marine Miocene of Seymour Island, while the Cape Fairweather beds have been deposited on the eroded surface of the Santa Cruzian beds, a subaërial lacustrine deposit that is underlain by marine Miocene beds.

All authors seem to agree in considering the Paraná-Cape Fairweather formation to be Pliocene.

¹ HATCHER. The Cape Fairweather Beds. American Journ. of Science 1897. P. 246—248.

BORCHERT. Die Molluskenfauna und das Alter der Paraná-Stufe. Neues Jahrb. f. Min. Beilage-Band 14. 1901. P. 171—236.

ORTMANN. Tertiary invertebrates. Reports of the Princeton University Expeditions to Patagonia. Vol. IX. Part 2. P. 307—310.

WILCKENS. Die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien. Neues Jahrb. f. Min. Beilage-Band. 21. 1905. P. 180—185.

The large and beautiful *Pecten*, that is the chief fossil of the conglomerate on Cockburn Island, is very closely related to a Cape Fairweather species, *Pecten actinodes* Sow. In size, general form and shape of the ears there is no difference, except that the right valve may be less flat than that of *P. actinodes*. The arrangement of the ribs shows more difference: the principal ribs are only about twenty, the intermediate ones are never more than three, that in the middle being generally stronger than the two others. Moreover, there is much variation in the appearance of the ribs and on some shells there is no marked distinction between principal and intermediate ribs, all being of about the same strength. I think that the Cockburn *Pecten* will be found to be a species distinct from, but very nearly related to *P. actinodes* Sow.

It is not definitely proved that the *Pecten*-conglomerate of Cockburn Island is contemporaneous with the Cape Fairweather beds, but I think, when all the circumstances are taken into consideration, that this will be found highly probable. The coming examination of the fauna by Dr. HENNIG in Lund will clear up the relationship of the two faunas. But perhaps, after all, the question of the age of the Antarctic conglomerate will remain to some extent unsettled, as it has not been possible to decide whether the Paraná beds in the north of the Argentine Republic are contemporaneous with the Cape Fairweather beds.

Both ORTMANN and WILCKENS feel inclined to consider the differences between the just mentioned formations as due to a difference not in age but in latitude. »We must take into account the much more southern location of the Cape Fairweather beds than any of the other beds, and if they all really belong to the Pliocene, we should expect considerable climatic differences in their fauna». (Ortmann L. c. P. 308).

As a possible indication of climatic differentiation we may mention that whilst several species of *Ostrea* form a considerable part of the faunas of the South American beds mentioned above, no sign of this cold-fearing genus has been noticed in the Antarctic conglomerate.

Maximum glaciation of Graham Land.¹

Almost all land in this region is ice-covered. In most places only the very steep mountain slopes and some small islets off the coast are free from ice. Only in the Seymour Island region do we find some considerable land-areas free from ice, a fact that may be explained by assuming

¹ In a separate paper the author will give a more detailed report on this subject.

that on Seymour Island etc. the rock forming the ground is unfavourable to the development of glaciation.

But even in the places where the ice-cover is most complete, the deposition and movement of the ice is apparently very slow. Only real valley glaciers, formed by confluence of ice from different sides, flow with sufficient force to plunge into the sea so far that the front is lifted up from the ground, broken off, and floats away in the shape of icebergs.

But the ice-caps that more uniformly cover islands and parts of the land have apparently only a very scanty supply of ice from the interior to the coast. Along Snow Island in the South Shetland group, in Gerlache Channel and on the north side of D'Urville and Joinville Islands we followed such ice-capped coasts mile after mile, and at low water we noticed almost everywhere a narrow strip of dark rock underneath the cliff of the ice. Thus the renewal of the ice is so slow that the action of the waves and the rising and falling of the tide alone suffice to tear away all the ice that reaches the shore-line.

NORDENSKJÖLD has proved that there is in these regions no lasting deposition of snow on the surface of the inland ice in winter-time, as the dry winter-snow is swept away soon after its precipitation and carried out into the ocean by the rarely quiescent southwesterly gales. Only in summer-time, when the falling snow is often wet and the storms are less violent, are new beds added to the surface of the inland ice.¹

Thus the present glaciation of these tracts is — even if far from »dead» — still very slow and powerless. Certainly no icebergs of the tabular antarctic type are formed at the coasts of northern Graham Land, north of a line drawn through Admiralty Sound across the land to the southern entrance of Gerlache Channel. North of this line only smaller icebergs of irregular form are generated, principally by the valley-glaciers. All the large tabular icebergs that we saw in the waters round the northern part of the Graham region must have come from more southerly coasts that we could not reach.

But in a bygone time the glaciation of these tracts was much more extensive than today.

ARCTOWSKI is the first to have found evidence of an earlier larger extension of the glaciation in the Graham region. He has described from the southwest part of Gerlache Channel »roches moutonnées», moraines and erratics, proving according to his statement the existence of »un immense glacier qui se serait écoulé dans le détroit de la Belgia (Gerlache Channel) vers l'ouest, c'est-à-dire vers l'océan Pacifique.»²

In the NE. part of the same channel I found, on visiting the region on board the »Antarctic», still more significant traces of the old glaciation.

One of the islands in Brialmont Bay, named by us Moose Island,

¹ NORDENSKJÖLD. Note sur la glaciation antarctique. La Géographie 1904.

² ARCTOWSKI. Sur l'ancienne extension des glaciers dans la région des terres découvertes par l'expédition antarctique belge. Comptes rendus. Paris. August 27 1900.

showed evident signs of ice-action right up to its top, more than 200 meters above the sea. The SW. side of the island forms a slope with typical »roches moutonnées», the surfaces of which are polished and striated in a SW.—NE. direction. The opposite (NE.) side of the island is a typical »lee-side», a steep cliff without any sign of ice-action. Right to the top were found erratics, boulders consisting of rocks quite foreign to the island.

There can be no doubt that this island was once covered by a glacier moving from SW. to NE. A single glance at our maps (pl. 4 and 5) will suffice to show that such a direction of the movement of the ice was here possible only in case the ice-stream filled Gerlache Channel in all its breadth and was forced to the NE. by the pressure against the island range that forms the NW. side of the channel.

Not far from Moose Island we sounded in the channel 620 m. depth. If we add to this 200 m., being the minimum height of the island, we get an approximate idea of the thickness of this gigantic ice-stream that once filled Gerlache Channel.

Also in Hope Bay I found very clear evidence of the earlier maximum glaciation.

In the innermost part of the small bay there plunges into the sea a valley-glacier, the recent front of which rises only about 20 m. above the sea-level. But two kilometers outside the end of the glacier there lies on the east coast of the bay a rocky hill 100 m. in height, that was once covered by the valley-glacier, as demonstrated by polished rock-surfaces with striæ running parallel to the valley and by boulders originating from nunataks which rise at the sides of the valley-glacier.

Also on the extreme points of the now ice-free land to the east side of the bay, I found erratics from the inner part of the valley.

These facts demonstrate an earlier extent of the glaciation, that must be considered as very remarkable when we take into consideration the fact that only some five kilometers behind the present front of the valley-glacier we reach the ice-shed, that also at the time of the maximum glaciation must have limited the confluence of ice to this valley-glacier.

On the southernmost point surveyed by our expedition, the Borchgrevink nunatak in 66° S. L., NORDENSKJÖLD found, by means of erratic boulders, that the inland-ice once rose 300 meters higher on the sides of the nunatak than it does today.

On Seymour Island the traces of earlier glaciation are very doubtful. The loose sandy sediments are not able to preserve any surfaces with signs of ice action. Moraine beds were not noticed here, and the possible loose lying erratics are mixed with masses of pebbles that derive from the destruction of Tertiary conglomerates. But the pebbles of crystalline rocks in these conglomerates are, as far as we noticed, only very small (few cm. in length). As many of the boulders on the plateau (180 m. above sea-level) on the northern part of Seymour Island are large and some of

them exhibit striation, we must infer that they have been transported by ice (inland-ice or icebergs).¹

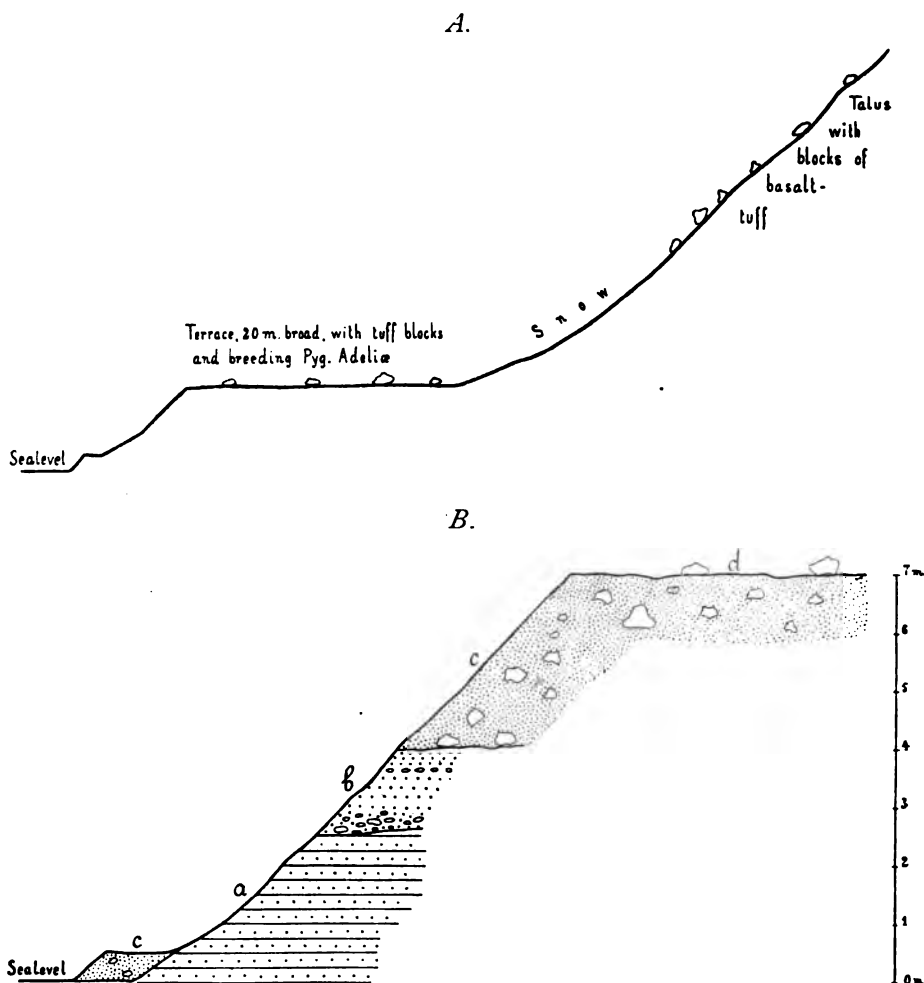


Fig. 8. Shore terrace and lowest part of talus slope. N. point of Cockburn Island. B being a detail of the lowest part of A. *a* = Cretaceous beds. *b* = beds of shingles and sand. *c* = guano. *d* = terrace-plan with talus blocks and breeding penguins.

The occurrence of these large boulders and striated blocks on the plateau of Seymour Island cannot be explained except by one of these two presumptions:

¹ In order to give some idea of the dimensions of the largest of these blocks on the plateau, it may be mentioned that a boulder of gneiss-granite was found to measure 4 m. in length and 2 m. in height. Another, the biggest of all, a gneiss-boulder, measured 6 to 7 m. in length. This boulder exhibited on some surfaces striation that may be supposed to have been produced by ice. Some smaller striated blocks were undoubtedly ice-worn.

1: Seymour Island was once covered by inland ice that carried foreign boulders to the spot in question.

or 2: Seymour Island was in one part of the glacial period submerged about 200 m. below its present position, and during this time icebergs discharged big boulders on the submerged plateau.

To decide between these two suppositions is at present hardly possible.

The emergence of the land in postglacial times.

In Hope Bay numerous well rounded pebbles were noticed spread over the slope some few meters above the present sea-level in places that are not now reached by the action of the waves. But when we get higher than these first few meters above the sea the signs of an earlier higher level of the water gradually disappear, and I think it can hardly be doubted that it is the frost-weathering that has split the pebbles, which have lain for a long time exposed, and thus obliterated the highest traces of sea action.

In these regions there is also another process at work, that has certainly contributed to efface the old beaches: viz. the slow movement of the detritus masses down the slopes during snow melting.¹

For these reasons there is very little chance of finding here any raised beaches but such as are of very recent origin.

At the N. point of Cockburn Island I found a section that exhibits very clearly a small upheaval of the land. Fig. 8 A. presents a good part of the slope on a small scale; B. is a detail of the lowest part of A.

Just above the sea-level we find here a low (0.5 m.) and narrow terrace (c), from which the slope rises at an angle of about 45° to 7 m. above sea-level. At this height we find another terrace, 20 m. broad (d). Over this terrace are spread numerous blocks of basalt tuff, which have rolled down from the talus slope above that rises to the tuff-cliff.

On the terrace, between the tuff-blocks, breeds a small colony of Adélie penguins, which line their simple nests with small pebbles (2—5 cm. in diameter) that they pick up on the present beach. The ground on which these penguins live is very peculiar: a mass composed of tuff blocks, penguin bones and the shingles used for the nests, the whole cemented by the birds excrements.

This guano mass rests on a bed *b* of sand and well rounded shingles (some pebbles being 3 dcm. in diameter). This littoral deposit rests upon the common Cretaceous beds of Cockburn Island (*a*). The narrow and low terrace close to the sea is also formed of guano, and on its top some few pairs of penguins had built their nests.

¹ In another paper I have discussed this process more in detail: Solifluction, a component of subaerial denudation. *Journal of Geology* 1906. N:n 2. P. 91—112.

Evidently the bed *b* was formed when the sea reached somewhat higher up the sides of Cockburn Island than today, but the upheaval of land indicated by this singular section does not exceed some few meters.

In Sidney Herbert Sound, on the point called »The Naze», I found another deposit that gives evidence of a somewhat greater emergence of the land. (Fig. 4, P, 43).

The low point is formed chiefly of Cretaceous beds, but these are for the most part hidden by a bed of clay some 2—3 meters in thickness.

This clay at first reminds one of boulder-clay, as it contains numerous small und big rounded blocks (mostly basalt and basalt-tuff, also granitic rocks) some of which were found to be striated. But on the other hand the clay is distinctly stratified and rich in marine shells. Amongst these I fancy I have seen a big *Voluta*-like gastropod, but unfortunately I could not save any specimen of this remarkable shell. The only fossil remains that I was able to bring home from this deposit are some fragments of a large bivalve and two perfect valves of a smaller species. These mussels have been examined by Mr. R. HÄGG, who has kindly informed me that the large fragments belong to *Anatina elliptica* King and the smaller valves to *Thracia meridionalis* Smith.

Mr. HÄGG has also sent me a note on the distribution of these two mussels in the recent sea: *Anatina elliptica* has been collected at Kerguelen Island (15—28 fathoms depth), at the South Shetland Islands and at Victoria Land (10 fath.), *Thracia meridionalis* at Kerguelen I. (20—60 fath.), Marion Island (50—75 fath.) and Prince Edward Island (100—150 fath.)

To judge solely from these notes, 20 fathoms would be the least depth in which this clay can have been deposited, and with this premise we come to the conclusion that the clay has undergone an upheaval of at least 40 meters, as it is now about 4 meters above the sea-level. But the premise is very uncertain, as possibly with more extended researches *Thracia meridionalis* will be found to live also in lesser depths than 20 meters.

Also another objection could be raised against the above conclusion, viz. that the shells were not deposited where they lived, as the clay may be a boulder-clay. Still, I think this must be regarded as very improbable, because of the regular stratification of the deposit. The numerous blocks in the clay may be considered as discharged from floating ice.

The notes on the distribution of the two molluscs are interesting also from a climatological point of view. The one, *Anatina elliptica*, is a widely distributed species found in one Subantarctic (Kerguelen I.) and two Antarctic localities (South Shetland and Victoria Land), the other is — as far as is hitherto known — a strictly Subantarctic species (Kerguelen I., Marion I., Pr. Edw. I.) To these facts may be added that I have a dim recollection of having noticed in the clay a large *Voluta*-like gastropod, that instantly reminded me of a species that we dragged at the Falkland Is-

lands. Never — as far as I know — has such a large-sized gastropod been taken alive in the Antarctic Ocean proper.

The observations just mentioned may possibly indicate that during the time when this clay was deposited the climatic conditions of the Graham region were not as severe as today. But it must not be forgotten that the frequent occurrence of striated blocks in the clay proves an action of ice that, to some extent, contradicts such a presumption.

At any rate, this locality is worthy of the special attention of future explorers.

Geographical development of the Graham region.

The oldest rocks hitherto known within the mainland region are the plant-bearing Jurassic beds of Hope Bay.

The syncline formed by these strata proves that a folding has passed over these tracts in Postjurassic times.

The Jurassic beds of Hope Bay form one of the small patches of sedimentary rocks which are scattered on the mainland and the adjacent islands in a vast area of eruptives (in this paper named the Andine granite-gabbro series).

The age of these eruptives cannot be settled by means of our observations. It is probable, though not actually proved, that they are younger than the Jurassic beds of Hope Bay, as no fragments of these granites etc. are found in the conglomerates and tuffs of the Jurassic series.

But on the other hand no intrusions or metamorphic effects of the diorites are noticed in the Jurassic strata, though they lie very close to one another.

As to the upper limit of age of the granite-diorite-gabbro series our evidence is also very scarce: In the Pliocene *Pecten*-conglomerate of Cockburn Island was found a granite-pebble that, according to NORDENSKJÖLD, very probably belongs to this series. In the Miocene pebble-beds of Seymour Island numerous crystalline rocks occur, but in the small material brought home by us no undoubted Andine type has been found.

Thus our direct observations have yielded only very vague information as to the age of the Antarctic eruptives of Andine type. But with the premise that the actual consanguinity with the corresponding South American rocks also indicates simultaneity, we can find in the mode of occurrence of these last-named rocks evidence on the question of the age of the Antarctic eruptives.

From the Patagonian cordilleras HAUTHAL has described a granite which, to judge from his description, very probably belongs to what is here called the Andine type. In Cerro Payne and Mount Fitz Roy this granite forms laccoliths covered by Cretaceous beds which are traversed

by granite-dikes and show very marked signs of metamorphism. E. of Cerro Payne sheets of diorite occur in Middle and Upper Cretaceous beds. HAUTHAL declares these Andine eruptives to be of Young Cretaceous or Old Tertiary age.¹

HAUTHAL considers the extension of these eruptives and the formation of the laccoliths to have been very essential for the formation of the cordillera. This view may be applied to the Graham region to explain the prevalence of the eruptives. Possibly here in some places the disturbance of the small patches of sedimentary rocks is only an effect of the profuse extrusions of magma.

The most ancient beds outside the mountain region are the Cretaceous strata of Snow Hill, etc. The oldest of these strata noted by our expedition are those of the nunatak loc. 6, but the real basal bed of the Cretaceous series is not known to us.

The thickness of the Cretaceous series may be roughly estimated to be at least 500 m. Through the whole of its extent this series is a shallow water deposit, as a marked current-bedding has been noticed as well in its lower (Cockburn I.), as in its upper part (S. coast of Seymour I.). When these facts are taken into consideration we must conclude that a subsidence of the sea-bottom with some hundred meters took place during the deposit of the Cretaceous series.

According to the palæontological examinations executed by Dr. WILCKENS there must be a great hiatus in time between the Cretaceous beds of loc. 9 and the Tertiary strata of loc. 11. But in the field no unconformity could be traced between the two formations. Somewhere about the W. of loc. 10 must be the boundary, but during the survey on Seymour I. we considered all the strata of the island to be a continuous deposition with different faunas in the lower and upper part, but with the same sandy type of rock all through, the only petrological difference being the occurrence of thin pebble-strips in the Younger Seymour I. beds.

Also from Patagonia HAUTHAL has recorded a concordant supraposition of Tertiary beds upon the Cretaceous.²

The oldest Tertiary bed, that of loc. 10, is plant-bearing with the plant-remains very fragmentary and broken, as if they had been rolled upon a beach. Such is also the case with the shells occurring together with the plants, and the rock itself is rich in tuffogene material and bears a littoral appearance. In the upper parts of the Tertiary series shingle-beds and penguin bones occur, proving that the littoral character of the deposit is continuous. As the thickness of the Miocene series is at least 200 meters, a subsidence of the bottom of the sea must have taken place also during its deposition.

¹ HAUTHAL. Ueber patagonisches Tertiär. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1898. P. 438—439.

HAUTHAL. Mitteilungen über den heutigen Stand der geol. Erforschung Argentiniens. Compte rendu du IX. congrès géol. intern. Wien 1904. P. 653—654.

² HAUTHAL. Ueber patagonisches Tertiär. P. 436.

A very remarkable feature is the common occurrence of small shingles of crystalline rocks (granite, granophyre) in the Miocene beds. It clearly demonstrates that already in Miocene times areas of crystalline rocks penetrated through the mighty Cretaceous beds. Probably these crystalline areas were about the same as the present mountain region, that may be supposed to have existed already in Miocene times. But unfortunately we paid all too little attention to collecting specimens of these Miocene pebbles, so that for the present we must leave many interesting questions unsolved.

The relationship of age of the basalt tuff formation to the Miocene beds is also a doubtful problem.

In three places (Cape Hamilton, Cockburn I. and Sidney Herbert Sound) the tuff rests directly upon Cretaceous beds. But in one of these localities at least (Cockburn I.), and possibly also in the others, it is not the youngest Cretaceous strata, but the older part of the series, the Snow Hill beds, that forms the sub-stratum of the tuff. Thus the younger Cretaceous beds (Older Seymour I. beds) must have been destroyed in these places before the tuff was deposited. It is then by no means improbable that also the Miocene series was included in this process of destruction.

The large basalt-dike of Snow Hill-Seymour Islands traverses only Cretaceous beds on these islands, but it leaves Seymour Island before entering the Miocene area, and it is very possible that the dike continues also in the Miocene beds on the bottom of the sea on the east side of Seymour Island.

The tuffogene material in the plant-bearing bed at the base of the Miocene series is of a quite different appearance to the basalt tuff, and consists of fragments of augite-porphyrific effusives and of volcanic glass. In the Miocene shingle-beds no pebbles of basalt or basalt-tuff were noticed, but this negative evidence is — because of the scantiness of our observations — not very important.

The total absence of the tuff formation between the Cretaceous and the Miocene beds of Seymour I. is an argument in favour of the conception of the tuff formation as being younger than the Miocene beds. But when all the above mentioned facts are taken into consideration it must be admitted that the problem must be left unsolved if it depends on evidence from the Antarctic regions. Still, also in this case, we can find a very illustrative parallel in the conditions in Patagonia. There, in Sierra de las Baguales, Tertiary beds (Patagonian molasse WILCKENS) are traversed by numerous basalt dikes and superposed by a coarse basalt-tuff.¹

As stated above (P. 47), the tuff formation is very likely formed on

¹ HAUTHAL. Ueber patagonisches Tertiär. P. 439.

WILCKENS. Die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beilageband. XXI. 1905. P. 191.

a land-surface. But in Pliocene times the sea invaded parts of the area of the tuff formation and deposited on it the *Pecten*-conglomerate.

If we try to put into a consecutive narrative the scattered notes given above, the geographical development of our region may be described as follows:

In Jurassic times there was land here, and the land was covered with a rich vegetation growing rankly in a mild and uniform climate. At the place where today the small Hope Bay lies, there existed a freshwater basin in which fragments of this vegetation were deposited. The flora of this Antarctic land offered close affinities to the contemporaneous floras of India and of Europe.

About the conditions of these tracts in older Cretaceous times we have found no evidence, but from Cenomanian and Senonian epochs we know of a mighty series of fossiliferous beds. In those times the eastern part, at least of the Graham region, was occupied by a shallow sea. The gradual subsidence of its bottom was balanced by sedimentation, so that the depth and the character of the sediment remained almost unaltered throughout the formation of the Upper Cretaceous series. Some few plant remains are scattered in these beds, but the chief part of their fossils forms a marine fauna rich in ammonites of Indopacific type. In the youngest link of the Cretaceous series no ammonites occur, but here is found a fauna of bivalves and gastropoda, the nearest allies of which have been described from Patagonia.

After the deposition of these beds with *Lahillia Luisa* there is in the succession of sediments a hiatus up to the Younger Oligocene or Older Miocene.

During this time the region was probably lifted over the surface of the sea, and very likely the formation of the mountain range falls within this period.

Along a curved line running in these tracts from SW. to NE. powerful masses of dioritic magma protruded, giving, through the differentiation connected with its solidification, origin to a series of nearly allied eruptives, granite-diorite-gabbro. The process of these eruptions as well as their effect upon preexisting sediments is very imperfectly known.

Evidently the formation of the mountain range has determined the principal outlines of the land in the northern and western parts of our region. Gerlache Channel is a typical longitudinal valley and the South Shetland Islands form a very clearly marked range parallel to that of the mainland. Also the large Bransfield Strait is a tectonic basin. The greatest depth observed by us was 1511 m., but — as I will demonstrate in detail in another paper — it is shut off from the open ocean by shelves rising to less than 500 m. below the sea-level.

In Younger Oligocene or Older Miocene times the sea invaded the low non-folded land SE. of the mountain range. The subsidence and sedimentation seem to have been strictly balanced during the deposition of the Miocene series, as it is littoral all the way up. The fauna of these beds is closely related to that of the marine Miocene of Patagonia.

In Younger Miocene times, after an upheaval of the land, the Tertiary and Younger Cretaceous beds were to a very great extent destroyed, and the Older Senonian beds laid bare. Upon this surface formed by denudation a mighty formation of basalt tuff was deposited by means of violent subaërial eruptions.

But once more, very probably in Pliocene times, the land submerged, and on the denuded surface of the basalt tuff was deposited the *Pecten*-conglomerate.

It cannot be doubted that the basalt tuff once formed a much more continuous area than today and that the large eastern channels, Crown Prince Gustav Channel, Admiralty Sound, Sidney Herbert Sound and Frithiof Sound are younger than the tuff (and probably also than the *Pecten*-conglomerate).

The large Crown Prince Gustav Channel, running nearly parallel to the mountain range, might be supposed to be a tectonic valley, a sunken area, limited by faults. But the complicated outline of the west side of Ross Island and the northern coast of the channel round Duse Bay is not in favour of such an explanation, and for such narrow and complicated channels as Admiralty Sound, and above all Sidney Herbert Sound, the theory of tectonic valleys is hardly applicable.

We are forced to suppose that these valleys were, at least to a large extent, cut out in the vast tuff area by means of landsculpturing forces during a period when the land lay much higher than today. This must have happened in very late Tertiary or early Quarternary times, and it is very probable that the inland ice during the maximum glaciation continued the dissecting work carried out before by running water and other subaërial agents.

This conception of the region having been much elevated in preglacial and probably also early glacial times coincides in a remarkable way with an actual observation made on the NW. coast of Graham Land: the traces of a large ice-stream that once filled Gerlache Channel, the depth of which is more than 600 m. below sea-level. Possibly the existence of this powerful ice-stream will be better explained if we assume a greater elevation of the land during its time.

The only fact we know about the earlier glaciation is that in some places (Gerlache Channel, Hope Bay, Borchgrevink Nunatak) it was much more extensive than today. But how far it expanded in the tuff region and over Seymour I. we cannot determine. The oscillations of sea-level during the glacial period is also an unsolved problem. In this respect the conditions on Seymour Island are very doubtful (P. 57).

From the Postglacial epoch we know with certainty of nothing but a slight emergence of the land.

Homology between Graham Land and S. America.

In one of the earlier accounts of the South Shetlands there is a very remarkable note on a supposed connection between these islands and South America:

»They (the S. Shetland Is.) seem to be a continuation of the Cordillera of the Andes, and Archipelago of Tierra del Fuego; being, for the most part, precisely of the same formation with the latter — their strata even inclining the same way» (Introductory note by JOHN BARROW to an article on the Island of Deception).¹

This idea of homology between the two regions mentioned was readopted many years later (1888) by a German geographer, Dr. H. REITER, and developed by him in accordance with the then much more advanced state of geomorphological science.²

Stimulated by the splendid interpretations of the structures of the continents given by SUESS in the first volume of »Das Antlitz der Erde», REITER tried to prove that there is in the Antarctic region a continent forming a true reflection of S. America: the South Shetlands, Graham Land and Alexander Land, forming a parallel to Tierra del Fuego and the adjacent part of the west coast, Victoria Land corresponding to the Gulf of Arica and the coast of Peru, Wilkes Land to the north coast of S. America, etc.

From the Graham region to Victoria Land there is supposed to run a mountain range quite homologous to the Andes of S. America.

This daring theory is of much interest in dealing with the part of Antarctica nearest to S. America; as regards the more distant parts of Antarctica it may be questionable.

REITER thinks there may possibly be a connection between the Graham region and S. America via the South Sandwich Islands and S. Georgia, but to this point he pays no special attention. A connection of these last named islands to S. America had been supposed already by BELLINGSHAUSEN.³

In 1895 ARCTOWSKI, apparently without knowing of the explanations given by BARROW and REITER, sets forth as a new hypothesis what had been more or less clearly expressed by the two former authors. ARCTOWSKI summarizes his conception of the problem in the following words:

¹ Journal of the Roy. Geogr. Soc. Vol. I. 1831. P. 62.

² REITER. Die Südpolarfrage und ihre Bedeutung für die genetische Gliederung der Erdoberfläche. Zeitschr. f. wissensch. Geographie. Bd VI. 1888. P. 1—30.

³ FRICKER. Antarktis. P. 108.

»Les Terres de Graham se rattachent à la Patagonie par une chaîne sous-marine qui forme un grand arc de cercle entre le cap Horn et les îles Schetland, et la chaîne tertiaire des Andes réapparaît de nouveau dans les Terres de Graham.»

»Au sud du cap Horn la pente est abrupte, tandis qu'à l'est de la terre de Feu se trouve une plate-forme sous-marine qui sert de soubassement aux îles Falkland, à l'île Georgia, et qui se recourbe vers le sud. Il serait donc des plus intéressant de connaître exactement le relief de cette plate-forme, sur sa bordure ouest, et de savoir si elle se rattache aux Terres de Graham.»¹

In two later articles, published after his return from the Antarctic regions, ARCTOWSKI has touched again on this question.²

In his useful review of our information relative to the Antarctic regions up to 1898, FRICKER has discussed this problem more in detail than any of his predecessors.³ FRICKER traces the connection between the two continents from Staaten Island, the easternmost part of Tierra del Fuego, across the Burdwood Bank, Shag Rocks, South Georgia, South Sandwich Islands and South Orkney Islands. This range of islands is compared by him with the Antillean island range: S. Georgia taking in this southern group the place of Puerto Rico or Haiti; and the South Sandwich Islands, being partly at least of volcanic nature, form a most striking parallel to the Lesser Antilles.

The geological survey of Graham Land, carried out by our expedition, has strongly supported this theory of homology between the Antarctic region in question and S. America.

In a preliminary paper on the petrology of Graham Land NORDENSKJÖLD has sketched a parallel between the two continents,⁴ and some notes on the same subject are given by WILCKENS in a small paper, in which he sets forth his determinations of the bivalves and gastropoda collected by us.⁵

The affinities of the two continents can be classified in three groups of facts, all of which are only different expressions of the identity in geological structure:

1. *The outlines and orography of southernmost S. America and of*

¹ ARCTOWSKI. Observations sur l'intérêt que présente l'exploration géologique des terres australes. Bull. Soc. géol. de France. 1895. P. 589—591.

² ARCTOWSKI. Géographie physique de la région antarctique. Bull. de la Soc. belge de Géographie 1900. N:o 1.

ARCTOWSKI. Projet d'une exploration systématique des régions polaires. Bruxelles 1905. P. 12.

³ FRICKER. Antarktis. P. 108—110.

⁴ NORDENSKJÖLD. Petrographische Untersuchungen aus dem westantarktischen Gebiete. This Bulletin. Vol. VI. Part 2. P. 234—246.

⁵ WILCKENS. Zur Geologie der Südpolarländer. Centralblatt für Mineralogie etc. 1906. P. 173—180.

Bull. of Geol. 1905.

Graham Land are so similar that the one continent can be said to be the reflected image of the other.

In both cases we have to deal with the narrowing extremities of large land-masses facing each other, and both curved the same way, in an easterly direction.

The high mountains filling the western and southern parts of the lands round the Straits of Magellan correspond to the mountain ranges forming the northern and western parts of Graham Land, and in both regions we find a low table-land E. of the mountain range, in S. America Patagonia and the flat northern part of Tierra del Fuego, in the South the tuff area and the Snow Hill-Seymour region. In Graham Land this eastern region is comparatively narrow, but the difference is only apparent. Much of it is certainly hidden underneath the far extended low ice-terrace discovered by NORDENSKJÖLD, and the sea outside this coast is comparatively shallow. If the ice-cover were cleared away, and the land emerged some hundred meters, Graham Land would be much more strikingly similar to S. America.

Characteristic of the mountain region of southernmost S. America are the long and narrow longitudinal channels such as Beagle Channel, Admiralty Sound with its continuation, Lago Fagnano, and the western part of the Straits of Magellan. We find precisely the same type of longitudinal valleys in the South, in Gerlache Channel. Bransfield Strait is also a basin bordered by parallel mountain ranges, but it is much broader than any one of the named American channels and this big basin that has no equivalent in the north is the only essential disturbance in the symmetry of the two regions.

On the E. side of the South American cordillera there lie in the table-land several broad waters: E. part of the Straits of Magellan with Bahia Inútil, Otway Water, Skyring Water, Last Hope Inlet and a series of large lakes, Lago Argentino etc. Also to this feature we find an equivalent in the South, viz. the wide channels cut in the tuff region, Crown Prince Gustav Channel with Duse Bay, and Admiralty Sound.

2. *The geological structure of the two regions is strictly symmetrical.*

The symmetry in position of the two mountain ranges, of Tierra del Fuego and of Graham Land, is evident.

The consanguinity of the dioritic eruptives of the two ranges is very remarkable. Rocks of this type were collected in Gerlache Channel already by the Belgian Expedition. But NORDENSKÖLD is the first to have recognized their near affinities to the eruptives with which he was so familiar from America.

These rocks form a series from granites to gabbros. The quartz-diorite forming the prevalent type is characterized by occurrence of orthoclase and plagioclase in more or less equal quantities and by marked idiomorphism and beautiful zonal structure of the latter mineral.

These characteristic rocks have been found by Nordenskjöld in

Alaska; they are known from Vancouver Island, from Yellowstone Park and from Sierra Nevada in California; recently they have been described by HÖGBOM from the Lesser Antilles, and they have been mentioned from many parts of the S. American Andes as far as the southernmost part of the continent.¹

The recognition made by NORDENSKJÖLD of these Andine eruptives as a most frequent rock in the Antarctic mountain range is the strongest support to the theory of a connection between S. America and Graham Land; it is a very happy application of petrology to the service of geomorphology, and it must be regarded as one of the most important results of the Swedish Antarctic Expedition.

E. of the mountain ranges there expands in both continents an unfolded table-land, built up of gently dipping, often almost horizontal sedimentary strata of the Cretaceous and Tertiary ages. In Graham Land mighty beds of basalt-tuff to a very large extent cover the marine beds, and also in Patagonia numerous small volcanic cones, and vast plateaus of basalt occur in the same position. Also basalt-tuff has been noticed from Patagonia.

Finally it must be mentioned that as a parallel to the numerous active volcanoes on the American cordillera, we find in Deception I. and Bridgman I. two volcanoes of feeble activity situated on a longitudinal line within the mountain region of Graham Land.

3. *The sequence of Upper Cretaceous and Tertiary marine beds is the same in Patagonia and in Graham Land; submergence and upheaval of land have befallen the two continents simultaneously.*

The basement of the Cretaceous beds of Graham Land is perfectly unknown, as well as the lowest part of the Cretaceous series itself. The oldest bed, that of loc. 6, is supposed to be Cenomanian, Turonian beds are not found, but the Senonian epoch is represented by a mighty series, rich in ammonites in the lower part; in the uppermost beds containing the *Lahillia Luisa*-fauna.

Also in Patagonia the lower part of the Upper Cretaceous and its basement is very imperfectly known, so in this respect we can make no comparisons between the two continents.

But from S. Patagonia HAUTHAL has described a series of beds, which offer very remarkable parallels to the Cretaceous of the Snow Hill-Seymour region. Oldest are the beds with *Inoceramus Steinmanni* Wilck. considered by WILCKENS as probably Cenomanian or Turonian. Upon these beds follow others rich in ammonites, the description of which by PAULCKE is not yet published. In the uppermost part of the series the ammonites become very rare, and here we meet — just as on Seymour

¹ NORDENSKJÖLD. Die krystallinischen Gesteine der Magellansländer. Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Expedition nach den Magellansländern Bd. I. Heft. 2. P. 181--214.

HÖGBOM. Zur Petrographie der kleinen Antillen. This Bulletin. Vol. VI. Part. 2. P. 214--232.

Island — the fauna with *Lahillia Luisa*. Upon the *Luisa*-beds there lie in two localities strata rich in oysters, which are considered by WILCKENS to be very near in age to the beds with *L. Luisa*. These beds and other Senonian strata are grouped together by WILCKENS under the name of San Jorge-series, which is proved by him to be very widely distributed in Patagonia.

Upon the marine Senonian (possibly also Danian) San Jorge-series there follow beds of supramarine origin rich in remains of big mammals, the *Pyrotherium-Notostylops*-beds. Because of their position between the Senonian San Jorge-beds and the Lower Miocene Patagonian molasse these continental beds are considered to represent Eocene and Oligocene.

On Seymour Island beds corresponding to the Patagonian molasse seem to rest directly upon Cretaceous strata and it is only thanks to the palæontological determinations made by Dr. WILCKENS that we know there is a great hiatus between the two formations.

After the vast extent of land in the Palæogene period the ocean invaded, in Young Oligocene or Old Miocene times, large areas of Patagonia as well as of Graham Land, and the marine Miocene deposits of the two regions are very similar not only in their fauna but also in the character of the sediment.

The Patagonian molasse is superposed by subaërial or limnic beds with a very rich and remarkable mammal fauna, the Santa Cruz-formation. In some places this supramarine formation is in its turn covered by marine Pliocene beds.

In the same position we meet in Graham Land the mighty basalt tuff formation, that is also a subaërial deposit, proving that Graham Land as well as Patagonia rose in Middle Miocene times out of the shallow sea in which the molasse had been deposited.

Also in Patagonia we find vast basalt sheets and basalt tuff, here actually resting upon the molasse. As stated by HATCHER a large part at least of the Patagonian basalt is of about the same age as the Santa Cruz beds. The basalt in some places penetrates the beds in question, but on the other hand the basalt is supposed to have been »the source from which was derived much of the material of the latter deposits (the Santa Cruz beds), since the latter are very largely composed of volcanic conglomerates and ashes».

»I can only account for this on the theory, that these craters were in existence and active prior to and during the deposition of the Santa Cruz beds.»

»It is also evident that many of these craters continued active long after the deposition of the Santa Cruz beds, for many of the lava flows may still be seen, in places, descending from the plains down over the slopes into the valleys of the water courses, showing that the latter had been eroded prior to the flow of streams exhibiting such conformation».¹

¹ HATCHER. Geology of Southern Patagonia. Am. Journal of Science. 1897. P. 350.

Also some parts of the basalt formation in Graham Land may be relatively recent as some craters remain tolerably well preserved. But much of the basalt tuff must be of Miocene age as it is superposed by the *Pecten*-conglomerate, in which basalt pebbles are very abundant.

From the province of Entrerios in the north to Puerto Gallegos in the south there occur in the Argentine Republic along the Atlantic coast marine beds resting upon the older Tertiary and containing a fauna with a considerable amount of recent forms. These beds are named Paraná-formation in the north and Cape Fairweather beds in the south and are considered to date from the Pliocene age. But the synchrony of all these deposits is not definitely settled. Still more uncertain at present is the connection of the Antarctic *Pecten*-conglomerate to the Pliocene S. American beds, though, on the other hand, the likeness of the faunas and the accordance of the mode of occurrence strongly supports the idea that also in Pliocene times a transgression has befallen the two continents simultaneously and uniformly.

It is evident that our knowledge, not only of Graham Land but also of Patagonia, is at present all too imperfect to permit us to fix the oscillations of the coast-line in Younger Cretaceous and Tertiary times as strictly simultaneous in both regions. It is quite possible that future, more detailed researches will prove that for instance the uppermost stratum of San Jorge series does not exactly coincide with the youngest Cretaceous bed of Seymour Island, that the extent in time of the deposition of the Younger Seymour I. beds does not exactly correspond with that of the Patagonian molasse, that the *Pecten*-conglomerate is not strictly synchronous with the Paraná-formation etc. But the general sequence of oscillations is clearly proved to have been the same in both continents. Periods of vast extension of land have been followed in quite identical alternation by times of invasion of the ocean.

Unfortunately we do not know anything with certainty about the true nature of these oscillations. If they depended upon a rising and falling of the level of the ocean, they may have spread far beyond the regions here in question, as seems to have been the case with the transgressions and retreat of the ocean in Younger Cretaceous times.

But on the probable assumption that most of the oscillations mark movements in the earth's crust, they may be considered as a strong support to the hypothesis of consanguinity between the two continents.

In the table given on page 70 I have tried to draw a parallel between Tierra del Fuego and Graham Land including Quarternary times.

The Fuegian deposit that I have compared with the raised post-glacial clay in Sidney Herbert Sound is a clayey deposit with marine diatoms found by NORDENSKJÖLD 10 m. above the sea-level at Páramo in northern Tierra del Fuego and named by him Magellan clay.¹

Of course there is no reason to suppose that these two clays belong to exactly the same part of the Post-glacial epoch. I have only intended to point out in the table that we have in both regions as well post-glacial clays as shingle-beds raised above the surface of the sea by means of a late upheaval of the land.

The homology of southern S. America and Graham Land in orography, geological structure and development is now a well-established fact.

But another closely allied problem remains unsolved, viz. the supposed connection between the two continents via South Georgia. This question, extending over areas far beyond the region forming the scope of this paper, I will leave untouched at present, but will discuss it, as far as is possible in the present state of our knowledge, in a later article on the bathymetrical conditions of the parts of the ocean E. of Tierra del Fuego and of Graham Land.

Development of southernmost S. America and Graham Land.

Epochs	S. America (mostly after Wilckens)	Graham Land	Facies of oscillations
Quaternary . . .	Raised beaches Magellan clay	Raised beaches Clay with <i>Thracia meri-</i> <i>dionalis</i>	Regression Transgression
Pliocene	Maximum glaciation Formation of lakes and channels E. of the cor- dillera.	Maximum glaciation Formation of eastern channels	Regression
Upper and middle Miocene	Paraná-formation Basalt beds and craters	<i>Pecten</i> -conglomerate Basalt tuff formation	Transgression Regression
Lower Miocene . . .	Santa Cruz beds		
Oligocene and Eocene	Patagonian molasse <i>Pyrotherium-Notostylops</i> beds	Younger Seymour I. beds Hiatus	Transgression
Senonian	Mountain-folding San Jorge series	Mountain-folding Older Seymour I. beds Snow-Hill beds	Regression Transgression

¹ NORDENSKJÖLD. Über die posttertiären Ablagerungen der Magellansländer. Wiss. Ergebn. der Schwed. Expedition nach den Magellansländern. I, 1. P. 58.

Notes on the maps.

Pl. 5 and especially Pl. 4 are only intended to give a general idea of distribution of the different formations.

The observation spots are very scarce in many parts of the region; this is especially the case on the mainland. For these tracts the geologied structure has been inferred from the land forms as seen from a distance.

On plate 5 some doubtful places, as for instance Joinville Island, are left uncoloured; on the smaller-scaled pl. 4 I have marked them with the colour that seems me most probable. Still Dundee Island, the geological composition of which is very questionable has been left untouched.

As to Pl. 6 it must not be forgotten that on Seymour Island the boundary line between Older and Younger Seymour I. beds is placed erroneously.

As the rich fauna of loc. 9 does not contain any ammonites we supposed it, at the time of our visit, to belong to the Tertiary series and drew the boundary line to the west of this locality.

But Dr. WILCKENS has found the fauna of loc. 9 to be identical with the Senonian *Lahillia Luisa*-fauna of Patagonia.

According to this determination the limit between the two formations ought to be drawn close to the west of loc. 10, which is decidedly Tertiary.

It must also be mentioned that loc. 4 of Snow Hill I. is erroneously marked with the same colour as the rest of Snow Hill I. In fact it belongs to Older Seymour I. beds, its fauna being nearly allied to that of loc. 8.

Addendum.

When the first chapters of this paper were already in the press I came across a preliminary note on eruptive rocks collected by the French Antarctic Expedition under the command of Dr. CHARCOT.¹

These rocks, which were collected round the SW. entrance of Gerlache Channel form two series, one consisting of granitoid eruptives, the other of »roches microlitiques d'origine incontestablement volcanique et à facies recent».

Only the granitoid rocks are described. Amphibole-granite, quartz-diorite and gabbro are the principal types.

»Toutes ces roches paraissent constituer une série pétrographique continue.» Evidently this is the Andine series of eruptives (See the descriptions given by TEALL and NORDENSKJÖLD, P. 27—30).

¹ GOURDON. Les roches éruptives grenues de la Terre de Graham recueillies par l'expédition antarctique du Dr. Charcot.

Comptes rendus. Paris. 11 Déc. 1905.

3. *Phyllothea*-Reste aus den Falkland-Inseln.

Von

A. G. Nathorst.

Tafel 7.

Während der schwedischen Südpolarexpedition 1901—1903 wurden bekanntlich zum erstenmal im antarktischen Gebiet — und zwar auf Graham-Land — mesozoische und tertiäre Blätterabdrücke entdeckt, deren Beschreibung mir übertragen wurde. In der kurzen Übersicht der betreffenden Floren, die ich seiner Zeit veröffentlicht habe,¹ wird auch die von Herrn Privatdozenten Dr. J. G. ANDERSSON gemachte Entdeckung einiger Pflanzenreste auf den Falkland-Inseln beiläufig erwähnt. Ich glaubte unter diesen, allerdings sehr fragmentarischen Resten auch einen *Asterocalamites* erkennen zu können und nahm deshalb für die betreffende pflanzenführende Ablagerung ein untercarbonisches oder oberdevonisches Alter an. Es war allerdings etwas gewagt, eine Altersbestimmung auf einen solchen Stengelrest gründen zu wollen, denn auch *Phyllothea* und *Schizoneura* konnten ja hier in Betracht kommen, da aber Dr. ANDERSSON die bestimmte Meinung aussprach, dass die Ablagerung zum Devon gehören müsste, konnte ich nicht umhin, das Wagstück auszuführen, habe aber dabei einen Fehlgriff gemacht.

Dass Dr. ANDERSSON sich für ein devonisches Alter der pflanzenführenden Ablagerung auf der Südseite Ost-Falklands hatte aussprechen können, ist freilich ganz natürlich. Er hatte nämlich an zwei anderen Stellen der Inseln — und zwar teils auf Ost-Falkland bei Port Louis, teils auf West-Falkland an der Fox Bay — marine Devonfossilien eingesammelt. An jener Stelle hatte er auch einen *Calamites*-ähnlichen Rest, der leider später verloren gegangen ist, zusammen mit den marinen Tierfossilien gefunden, und schloss deshalb, dass die pflanzenführende Ablagerung mit den marinen Schichten gleichaltrig sein müsste. Es heisst hierüber (in

¹ A. G. NATHORST, Sur la flore fossile des régions antarctiques. Comptes rendus des séances de l'academie des sciences. Paris. 6 juin 1904.

Übersetzung) wörtlich:¹ »An ein paar Stellen der Südseite von Ost-Falkland wurden einige spärliche und schlecht erhaltene Pflanzenfossilien eingesammelt. Einige Pflanzenreste ähnlicher Art wurden auch mit den marinen Fossilien zusammen bei Port Louis gefunden. Damit dürfte die Zusammengehörigkeit der marinen und pflanzenführenden Schichten als sichergestellt betrachtet werden können.«

Schon seit der Reise DARWINS war das Vorkommen einer marinen Devonfauna auf den Falkland-Inseln bekannt. Die von Dr. ANDERSSON zusammengebrachte Sammlung dieser Fauna ist von Herrn Prof. Dr. E. KAYSER in Marburg untersucht worden, der dieselbe für unterdevonisch erklärt hat. Nach der Mitteilung Dr. ANDERSSONS wurden die pflanzenführenden Schichten, die keine marinen Fossilien enthalten, nur an der Südseite von Ost-Falkland, und zwar am Seal Cove, am Bull Cove und auf Speedwell Island gefunden. Die Schichten sind hier horizontal und werden teils von schiefrigem Sandstein, teils von einem grünlichen Thonstein aufgebaut. Die Pflanzenreste, die unten besprochen werden, sind sämtlich in diesem Gestein auf Speedwell Island gesammelt worden und werden jetzt in der paläophytologischen Abteilung des Naturhistorischen Reichsmuseums in Stockholm aufbewahrt.

Aus obiger Darstellung ist ersichtlich, dass die pflanzenführenden Schichten nicht in Verbindung mit den marinen Ablagerungen gefunden wurden. Es liegt also von geologischer Seite kein Hindernis vor, dass sie zu einer anderen geologischen Formation gehören können, und dies scheint in der Tat der Fall zu sein.

Ich hatte bei meiner Angabe über das mutmassliche Vorkommen eines *Asterocalamites* allerdings nicht übersehen, dass die anderen Reste mit einer solchen Annahme nicht gut in Einklang standen — es waren besonders die Reste eines *Schizoneura*-ähnlichen Stammfragments, die mir eigentümlich schienen — da aber keine Flora devonischen Alters von einer so hohen südlichen Latitude bisher bekannt war, konnte man ja im voraus erwarten, dass eine solche gewisse Eigentümlichkeiten darbieten würde.²

Als E. A. N. ARBER aus Cambridge, der seine Monographie über die *Glossopteris*-Flora neuerdings vollendet hat,³ das paläophytologische Museum in Stockholm im April 1906 besuchte, zeigte ich ihm die betreffenden Pflanzenreste, deren nähere Untersuchung ich jetzt in Angriff nehmen wollte. Er lenkte dabei meine Aufmerksamkeit darauf, dass der mutmassliche *Asterocalamites* eher zu *Phyllothea* gehören dürfte, und teilte mir im übrigen mit, dass die Reste der *Glossopteris*-Flora Südafrikas in

¹ J. G. ANDERSSON, Antarctic expeditionens arbeten på Falklandsöarna och Eldslandet 1902. Ymer 1902, p. 516.

² Auf diese Möglichkeit werde ich übrigens weiter unten zurückkommen.

³ E. A. NEWELL ARBER, Catalogue of the fossil plants of the *Glossopteris*-flora in the department of geology British Museum, being a monograph of the permo-carboniferous flora of India and the southern hemisphere. London 1905.

einem ganz ähnlichen grünlichen Gestein mitunter vorkommen. Konnte es sich also vielleicht um eine solche Flora handeln? Dies scheint in der Tat der Fall zu sein, und mit einer solchen Annahme wird auch das Vorkommen der übrigen sonst rätselhaften Reste erklärlich (siehe unten), während die geologischen Verhältnisse — wie schon oben erwähnt — ja nicht dagegen sprechen. Ausser den marinen Devonablagerungen, die nach der Angabe Dr. ANDERSSONS (Ymer, l. c.) auf Grundgebirge abgelagert zu sein scheinen, würde also der Rest einer Permo-Carbon-Platte auf den Falkland-Inseln ebenfalls anstehend sein. Ist dem nun so, so wird die Verbreitung der *Glossopteris*-Flora in Süd-Amerika mit einmal etwa 12 Breitengrade gegen Süden verschoben, und die Lokalitäten auf den Falkland-Inseln erweisen sich zugleich als die südlichsten Fundstätten für die betreffende Flora, die überhaupt bekannt sind (vgl. die Karte, p. XIX in ARBERS Abhandlung).

Wenden wir uns jetzt den betreffenden Pflanzenresten zu.

Phyllothea.

Tafel 7, Fig. 1—6.

Das Exemplar Fig. 1 stellt ein Fragment eines gerippten Stengels mit einer Nodiallinie dar; man sieht, dass die Längsfurchen ohne Unterbrechung die Nodiallinie durchschneiden. Die Übereinstimmung mit SCHMALHAUSENS Stengelrest von *Phyllothea deliquescens* Göppert sp.¹ auf seiner Taf. 10, Fig. 2 ist auffallend. Unser Exemplar Fig. 2 ist etwas breiter, nicht so gut erhalten, die untere Hälfte hat das Aussehen, als wäre hier eine Scheide mit spitzen Zähnen gegen den Stengel dicht gedrückt, die Gegenplatte zeigt aber deutlich, dass die Erscheinung ganz zufällig ist. Die Exemplare Fig. 3 und 4 zeichnen sich durch sehr kurze Internodien aus; jenes ist schlecht erhalten, während dieses, dessen Stengel glatt zu sein scheint, unterhalb der beiden untersten Nodiallinien einige allerdings recht undeutliche Eindrücke oder Närbchen, die vielleicht von den Blättern herrühren, zeigt. Ob diese Exemplare mit kurzen Internodien eine besondere Art darstellen, ist selbstverständlich mit dem vorliegenden Material unmöglich zu entscheiden. SCHMALHAUSENS Taf. 10, Fig. 5 und Taf. 1, Fig. 1 und 2 stellen ebenfalls Exemplare mit verhältnismässig kurzen Internodien dar.

Das Exemplar Fig. 5 ist ein einzelner Blattquirl, wie deren häufig in den Ablagerungen mit *Phyllothea* vorzukommen pflegen, während das Exemplar Fig. 6 der äusserste Teil eines Zweigleins ist (vergl. SCHMALHAUSENS Taf. 10, Fig. 6). Mit der Lupe kann man an diesem Exemplar

¹ J. SCHMALHAUSEN, Beiträge zur Jura-Flora Russlands. Mém. de l'acad. imp. des sciences de St. Pétersbourg. 7me série, t. 27, no. 4. 1879.

die Gliederung deutlich wahrnehmen. Auch zwei andere nicht abgebildete Exemplare stellen Zweiglein mit quirlförmig gestellten Blättern dar.

Es scheint also keinem Zweifel zu unterliegen, dass wir es in der Tat mit Resten von *Phyllothea* zu tun haben. Ob es sich um eine oder zwei Arten handelt, lässt sich selbstverständlich mit dem vorliegenden Material nicht entscheiden. So viel lässt sich jedoch sagen, dass die Reste — mit Ausnahme vielleicht des Exemplars Fig. 4 — am meisten mit Schmalhausens *Phyllothea deliquescens* übereinzustimmen scheinen.

Ob das Exemplar Fig. 7 auch zu *Phyllothea* gehört, oder ob es sich nicht vielmehr um eine *Schizoneura* handelt, lässt sich nicht sagen.

Nachdem wir also gesehen haben, dass die vorliegenden Reste der Gattung *Phyllothea* angehören und sich wahrscheinlich an eine Art der *Glossopteris*-Flora nahe anschliessen, dürfte es am natürlichsten sein, die pflanzenführende Ablagerung auf Speedwell Island als zum Obercarbon oder Perm gehörig zu betrachten (Permo-Carbon im Sinne ARBERS). Jedoch darf eine andere Möglichkeit nicht übersehen werden. So viel man bisher weiss, scheint eine oberdevonische oder untercarbonische Flora von nördlichem Typus der *Glossopteris*-Flora vorangegangen zu sein, so z. B. in Australien und Afrika. Woher aber stammt die *Glossopteris*-Flora, die diese ältere Flora verdrängte? Hat sie sich vielleicht von der »Antarktis« ausgebreitet?

In solchem Falle könnte man Reste derselben schon im antarktischen Devon erwarten, und es wäre ja deshalb immerhin möglich, dass die *Phyllothea*-Reste auf den Falkland-Inseln etwas älter als die sonstige *Glossopteris*-Flora sein könnten, oder dass wenigstens die Gattung *Phyllothea* selbst hier früher als anderswo aufgetreten sei. Mehr als eine Möglichkeit ist dies allerdings nicht, wir müssen vielmehr fernere Aufschlüsse erwarten, bevor die Frage endgültig entschieden werden kann. Bis auf weiteres dürfte es also am richtigsten sein, die pflanzenführende Ablagerung auf Speedwell-Island wie die übrige *Glossopteris*-Flora als zum Obercarbon oder Perm gehörig zu betrachten.¹

Ich kann schliesslich nicht umhin, die Hoffnung auszudrücken, dass diese wichtige Entdeckung Dr. J. G. ANDERSSONS fernere Untersuchungen der betreffenden Ablagerungen veranlassen werden, damit bessere Materialien erhalten werden, die eine endgültige Lösung der Frage mit sich bringen können.

Da ARBER in seiner oben zitierten Arbeit eine Zusammenstellung sämtlicher bisher bekannten Fundstätten der *Glossopteris*-Flora nebst vollständigen Litteraturhinweisen gegeben hat, so kann ich mich hier

¹ Da die Gattung *Phyllothea* bis zum Jura hinaufsteigt, könnte man als eine dritte Möglichkeit in Frage setzen, ob die Ablagerung nicht sogar jünger als Perm sein könnte. Dies scheint mir aber, in Folge der Beschaffenheit der Reste, nicht wahrscheinlich.

darauf beschränken, auf pag. LXVIII—LXX bei ARBER, wo die Angaben über Süd-Amerika sich finden, zu verweisen. Aus dieser Übersicht geht hervor, dass die betreffende Flora teils aus Brasilien, teils aus Argentinien, jedoch nicht südlich von 40° s. Lat. bekannt ist.

Ich benutze die Gelegenheit mitzuteilen, dass einige Reste einer *Glossopteris* aus den Kohlengruben bei Lebu in Chile in der phytopaläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Reichsmuseums in Stockholm seit einigen Jahren aufbewahrt werden. Sie wurden dort im November 1896 von Dr. P. DUSEN gesammelt und kommen in einer schieferigen Kohle oder kohligem Schiefer vor. Da die wenigen Stücke keine anderen Pflanzenreste als *Glossopteris* enthalten, lässt es sich nicht sagen, ob wir es mit einer Ablagerung der *Glossopteris*-Flora selbst oder mit einer Flora von triassischem Alter zu tun haben, denn die Gattung *Glossopteris* kommt ja bekanntlich noch im Rhät vor. Es wäre also erwünscht, auch von dieser Lokalität fernere Aufschlüsse zu erhalten.

4 Studien über die Granite von Schweden.

Von

P. J. Holmquist.

(Tafel 8—28.)

Vorrede.

Die hier vorliegende vergleichende Untersuchung über die Granitgesteine Schwedens wird mit einer Übersicht der fennoskandischen Rapakivgesteine eingeleitet. Der Verfasser bezweckt nämlich eine Darstellung der ganzen Serie der Granite zu geben, und die Rapakivgranite bilden als völlig oder fast völlig ungestörte und unveränderte granitartige Erstarrungsprodukte des Granitmagmas grade das wichtigste Glied dieser Serie. Daher ist für das Verständnis der petrographischen Entwicklung der Granite ein Vergleich mit den Rapakivgraniten notwendig.

Die Untersuchungen sind hauptsächlich in den Jahren 1900—1905 ausgeführt. Meine Bestrebungen waren zunächst darauf gerichtet, mir eine möglichst vollständige persönliche Kenntnis der verschiedenen Gesteinstypen zu verschaffen. Zu diesem Zwecke studierte ich die Handstücke unserer petrographischen Sammlungen und besonders diejenigen der Schwedischen Geologischen Landesuntersuchung. Auch Dünnschliffe der verschiedenen Granite sind von mir in grosser Anzahl untersucht worden.

Durch zahlreiche Reisen und geologische Untersuchungen in verschiedenen Teilen von Schweden habe ich die geologischen Verhältnisse unserer Granite näher kennen gelernt. Für die kritische Beurteilung der zahlreichen und ungleichartigen Literaturangaben über die schwedischen Granite ist eine persönliche Kenntnis derselben notwendig oder wenigstens sehr fördernd. Während einer zweimonatlichen Reise durch England, Frankreich, Deutschland und die Schweiz hatte ich die Gelegenheit, durch Museumstudien auch die ausserskandinavischen Granittypen in Handstücken kennen zu lernen. Aus diesen Studien ging die Beständigkeit der granitischen Haupttypen deutlich hervor.

Bei der Gruppierung der schwedischen Granite habe ich mich bestrebt, in erster Linie nur die wesentlichen Züge im Auge zu behalten und den Zusammenhang der Strukturentwicklung zu verfolgen.

Im Anfang meiner Untersuchungen war die Anzahl der schwedischen Granitanalysen zu gering um die nähere petrographische Kenntnis und Einteilung dieser Gesteine zu ermöglichen. Daher suchte ich mir möglichst viele neue Analysen der bekannten Haupttypen zu verschaffen oder die Analysierung derselben zu veranlassen.

Bei meinen Untersuchungen ist mir in mehreren Hinsichten eine kräftige Unterstützung zu teil geworden. Vor allem bin ich dem Direktor der Schwedischen Geologischen Landesuntersuchung, Herrn Professor Dr. A. E. TÖRNEBOHM, für die vielen Gelegenheiten zum Studium der schwedischen Granite, die er mir in meinem Dienste bei der Landesuntersuchung (1899—1901) bereitete, und für die kräftige und wohlwollende Unterstützung, die er meinen Granitstudien auch später gewährt hat, zu grossem Dank verpflichtet. Professor TÖRNEBOHM hat in den letzten Jahren eine grosse Anzahl Granitanalysen im Laboratorium der Geologischen Landesuntersuchung ausführen lassen, und hierdurch wurden meine Untersuchungen kräftig gefördert.

Durch die Empfehlungen des Herrn Professor TÖRNEBOHM erhielt ich im Jahre 1900 aus der Stiftung »Lars Hiertas Minne« ein Stipendium zur Anstellung chemischer Analysen und zur Anschaffung mikrophotographischer Apparate, und 1901 von der Regierung eine Reiseunterstützung aus der Staatskasse. Für diese sehr bedeutenden Unterstützungen spreche ich hiermit meinen ehrerbietigsten Dank aus.

Dem Direktor der Geologischen Kommission von Finnland, Herrn Dr. J. J. SEDERHÖLM, schulde ich den herzlichsten Dank für viele freundliche Ratschläge und für sein bereitwilliges Entgegenkommen bei mehreren Gelegenheiten, besonders in vielen die finnischen Rapakivigranite betreffenden Fragen.

Durch freigebiges Entgegenkommen von dem Herausgeber dieser Zeitschrift Herrn Professor Hj. SJÖGREN wurde es mir ermöglicht die Abhandlung mittelst zahlreicher Photographien zu illustrieren.

Eine grosse Anzahl der neueren Granitanalysen sind von dem Laborator der Geologischen Landesanstalt Herrn Fil. Lic. R. MAUZELIUS ausgeführt. Lic. MAUZELIUS hat mich auch durch mehrere Kontrollbestimmungen freundlich unterstützt. Auch wegen der bekannten grossen Zuverlässigkeit seiner analytischen Arbeiten ist mir diese Hilfe sehr wertvoll gewesen.

Die folgende Besprechung der schwedischen Granite schliesst sich der von der schwedischen geologischen Landesanstalt in »Geologisk översiktskarta öfver Sveriges berggrund« im Jahre 1901 gegebenen Darstellung, am nächsten an. Die Beschreibung der einzelnen Altersgruppen der Granite erfolgt also gemäss der Auffassung der geol. Landesanstalt, und dabei werden die Granite jeder dieser Gruppen nach ihrer geographischen Verbreitung, und zwar von Süden nach Norden, besprochen.

Inhaltverzeichnis.

	Seite.
Einleitung	81
Rapakiviartige Granite	93
I. Algonkischen Alters	93
Die Rapakivigranite von Finnland	93
Die schwedischen Rapakivigranite	101
II. Postsilurische rapakiviartige Granite	108
Granite mit Deformationsstrukturen	109
I. Hochgebirgsgranite	109
II. Die archaischen Granite	112
1) Durchbrechende archaische Granite	114
<i>Karlshamnsgranit, Halengranit 114, Ristengranit 118, Stockholm-</i> <i>granit 118, Kugelgranit von Vasastaden 123, Bohusgranit 125, (Gäsd-</i> <i>granit 125), Örebrogranit 130, Fellingsbrogranit 130, Feinkörnige Gra-</i> <i>nite 133, Pegmatitgranit 135, Siljanggranit 136, Jernagranit 137, Rå-</i> <i>tansgranit 138, Refsundgranit 140, Björnagranit 142, Örebrogranit</i> <i>bei Luleå 144, Augengneisse der skandinavische Hochgebirgskette 144,</i> <i>Kleinkörnige Granite 144, Durchbrechende Granite in Lappland 145.</i>	
2) Archaische Massivgranite, die Hällefintgneissfor- mation umschliessende und auch von dieser um- schlossene Granite	146
<i>Wexiögranite 148, Augengranit 149, Wirbogranit 150, Utham-</i> <i>margranit 153, Alögranit 153, Göttemargranit 156, Wänevikgranit 157,</i> <i>Tunagranit 158, Intermediäre Granite (Grauer Wexiögranit, Augen-</i> <i>granit) 160, »Basische Granite« (Hornblende-Biotit-Granit, Augengranit)</i> <i>162, Rückblick auf die Granite von Småland 164, Filipstadgranit und</i> <i>Örebrogranit in Östergötland 166, Grafverforsgranit 167, Filipstad-</i> <i>granit 169, Kugelgranit von Korfors 172, Kristinehamnsgranit 174,</i> <i>Hornkullgranit 174, Granite von Westwermeland und Dalsland 175,</i> <i>Åndlgranit 175, einfacher Granit von Slirud 178, Granite von Up-</i> <i>land 180, Arnögranit 180, Salagranit 181, Upsalagranit 182, Wänge-</i> <i>granit 186, Norrtäljegränit (Wätögranit) 189, Rückblick auf die Gra-</i> <i>nite von Upland 189, Die Granitgebiete von Norrland 194, Örebro-</i> <i>granit in den Schären von Luleå 195, Linagranit 196, Pessinengranit</i> <i>199, Wassijauregranit 200.</i>	

3) »Gneissgranite«, hauptsächlich Reliktgranite der stark metamorphen Regionen des Grundgebirges 204

Die Gneissgranite von Schonen 208, von Südwestschweden 211 (»Järngneis«gesteine), Warbergsgranit 212, Granulierte Gneissgranite 216, massige Reliktgranite 218, Waggerydsgranit 218, die Gneissgranite westlich von dem Wenersee und dem Götaelf 219, Gneissgranite bei Göteborg 220, die Gneissgranitgebiete von Dalsland und Südwest-Wernland 223, Jerbogneiss(-granit) 224, Kroppefjällsgneiss 224, massige Relikten 226, Gdsögneiss 227, »Järngneis« 227, Gneissgranite im Ost-Wernland 228, Gneissgranite von Blekinge 228, von Småland 230, Das ostschwedische Gneissgebiet 231, Loftahammargneissgranit 231, Granitgneisse der Ätvidszone 232, Gneissgranite von nördlichem Östergötland 232, von Södermanland 233, von Upland, Westmanland und Nerike 233, Gneissgranit von Falun 235, von Norrland 236, Augen-gneisse von Jämtland 237, Hernögneiss und Hernögranit 237, Gneissgranit von Westerbotten und Norrbotten 238.

Übersicht von der Petrographie der schwedischen Granite 238

- 1) Die chemischen Hauptzüge 238
- 2) Übersicht der Typen 242
- 3) Die makroskopische Terminologie 246

Nachtrag 249

Literaturverzeichnis 250

Analysentabellen 256

Tafeln.

8 a, b, 9. Graphische Schemata.

10—12. Übersichtliche Darstellung der Granittypen.

13—28. Mikrophotographische Abbildungen.

Einleitung.

Die in quantitativer Hinsicht grosse Bedeutung der Granite für die Zusammensetzung des schwedischen Grundgebirges geht schon unmittelbar aus der Betrachtung der geologischen Übersichtskarte¹⁰⁴⁾ hervor. Wenn die Orthogneisse mitgerechnet werden, machen sämtliche Granitgesteine jedenfalls bedeutend mehr als die Hälfte des Grundgebirges aus. In den Teilen des Reiches, wo die Erosionskräfte die archaischen und jüngeren Sedimentgesteine entfernt haben, sind jetzt die Granitgesteine in der Zusammensetzung der Erdkruste beinahe allein herrschend.

Hinsichtlich der *petrographischen Entwicklung* zeigen die Granite gewöhnlich eine im hohen Grade bemerkenswerte *Gleichförmigkeit*.¹⁰⁵⁾ Meile nach Meile fährt man über die Granitgebiete ohne irgend welche wesentliche Schwankungen der makroskopischen Charaktere des herrschenden Gesteins entdecken zu können. Der Refsundsgranit in Norrland, der Bohusgranit, der Filipstadgranit und andere sind wohlbekannte Beispiele.

In verschiedenen Gegenden und unter ungleichartigen geologischen Verhältnissen können die Granite so bedeutende petrographische Differenzen aufweisen, dass sie schon nach der makroskopischen Prüfung leicht charakterisiert und voneinander unterschieden werden können. Eine vollständige Zusammenstellung der petrographischen Variationen der Granite würde, auch wenn man die Porphyrgesteine ausschliesse, notwendigerweise sehr umfangreich werden.

Doch sind die Granite in chemischer und mineralogischer Hinsicht verhältnismässig sehr einfach zusammengesetzte Gesteine. Die Schwankungen verlaufen grösstenteils zwischen ziemlich nahe verwandten chemischen und mineralogischen Grenzgranittypen.

Die Mehrzahl der Granite, und zwar die in geologischer Hinsicht wichtigsten, bestehen hauptsächlich aus Kieselsäure, Tonerde und Alkalien. Kalk kommt meistens nur in untergeordneten Mengen vor, ebenso wie Eisenoxyde und Magnesia. Titansäure, Phosphorsäure, Fluor etc. treten nur sehr selten in Mengen über 1 Prozent der ganzen Gesteinsmasse auf.

Die Granite sind in Übereinstimmung hiermit *Alkalifeldspat-Quarsgesteine* und enthalten andere Mineralgemengteile meistens nur in untergeordneter Masse. Die grosse Verschiedenheit der Granite ist infolge-

dessen mehr durch den Wechsel der Struktur als durch die Zusammensetzung bedingt. Viele sehr verschiedenartige Granite unterscheiden sich durch nur kleine Differenzen der chemischen Zusammensetzung. Die strukturelle Variation ist also in der Granitfamilie eine sehr bedeutende.

Im grossen Ganzen lassen sich zwei ganz ungleichartige Prozesse angeben, welche die Struktur eines gewöhnlichen Granits beeinflusst haben. Alle Granite haben den *Erstarrungs-Prozess* durchgemacht, wobei die flüssige Molekularmischung, das Magma, in eine kristallinische Mineralmischung von feineren oder gröberen Korn, d. h. von mehr oder weniger durchgeführter Separation und kristallinischer Orientierung der vorher molekular vermischten Bestandteile, verwandelt worden ist. Bei diesem Verlauf ging auch eine bestimmte Erstarrungsstruktur, die wirkliche Granitstruktur, hervor.

Durch *Einflüsse metamorphischer Natur*, die sich während und nach der Kristallisation des Gesteins geltend gemacht hatten, wurden die Erstarrungsstrukturen mehr oder weniger verändert und in vielen Fällen vollständig verwischt. Es bleibt daher eine der wichtigsten Aufgaben der Granitpetrographie den Ursprung und die Bedeutung der Strukturformen zu erforschen, die Erstarrungs- und die metamorphischen Stukturzüge auseinander zu halten und letztere nach qualitativen und quantitativen Gesichtspunkten zu ordnen.

Die erste Frage, die nun beantwortet werden muss, ist die: Welche ist die ursprüngliche Erstarrungsstruktur der Granite, d. h. gibt es unter den bekannten Graniten welche, deren Struktur keinen Einfluss metamorphischer Art zeigt?

Die Charakteristik, die bei der Beschreibung der Granitstruktur gewöhnlich gegeben wird, beachtet nicht diese Fragen, sondern versucht nur alle die Gesteine welche schon als eruptive Granite bezeichnet worden sind, und deren Struktur ohne weiteres als primäre Erstarrungsstruktur aufgefasst worden ist, zu umfassen.

Durch die Arbeiten SEDERHOLMS^{50, 55, 56, 63}), RAMSAYS⁶¹) und HÖGBOMS^{64, 65}) wurde es vor 10 Jahren den skandinavischen Geologen bewiesen, dass die fennoskandischen Granite nach ihrer Struktur in zwei Klassen geteilt werden können, von denen die erste, die archaischen Granite umfassende durch deutliche Druckerscheinungen ausgezeichnet ist, während es der anderen Klasse, den postarchaischen Rapakivigraniten, an solchen Druckstrukturen fehlt. Durchaus ohne metamorphische Züge sind wohl auch diese nicht — die in kleinen Mengen vorhandenen dunklen Mineralien sind z. B. häufig chloritisiert — offenbar waren sie aber von den gewöhnlichen Druck- und Umwandlungerscheinungen des Grundgebirges in so hohem Grade unberührt gelassen, dass die Auffassungen SEDERHOLMS und HÖGBOMS bis jetzt ihre unbestrittene Gültigkeit behaupten.

SEDERHOLM⁶³), und HÖGBOM^{64, 65}) haben hauptsächlich nur die *geologischen* Konsequenzen dieser Verschiedenheit der fennoskandischen Granite verfolgt. Die petrographischen Folgerungen wurden bei dieser Gelegen-

heit nicht gezogen. Die Rapakivigranite galten damals für seltene Gesteine, die unter ganz besonderen Umständen kristallisiert hätten, und deren Struktur deswegen von derjenigen der »normalen« Granite sehr verschieden sei. Die im Felde beobachtete Verbindung der Rapakivigranite mit eigentümlichen Porfyrgesteinen beförderte diese Auffassung von den Rapakivigraniten selbst aufs kräftigste, so dass auch diese meistens als Effusivgesteine einer Art bezeichnet wurden.

In den postarchaischen Eruptiven von Schweden und Finnland spielen, wie besonders HÖGBOM betont hat, porphyrische Gesteine eine weit grössere Rolle als in dem Grundgebirge und auf diese richtete sich denn auch die besondere Aufmerksamkeit der Petrographen. Die Eruptivformation der Rapakivigesteine enthält aber bedeutende Massen wirklicher Granite ohne jede wahre porphyrische Struktur. Diese *Rapakivigranite*, welche mit den Rapakivigranitporphyren und Porphyrgraniten nicht, wie oft geschehen, verwechselt werden dürfen, offenbaren, wie der Verfasser bei einer anderen Gelegenheit¹⁰⁵) gezeigt hat, in struktureller Hinsicht eine sehr tiefgehende Übereinstimmung mit einer Mehrzahl von den Haupttypen der archaischen Granite. Den beiden Haupttypen in der Gruppe der Rapakivigranite, dem roten *Perthit-Quarz-Granittypus*, und dem mehr mattgefärbten durch die Plagioklasmantelbildungen besonders ausgezeichneten, sehr bekannten Typus entsprechen im Grundgebirge die wichtigen immer wiederkehrenden *Wirbo-* (Wånevik-, rote Wexjö-) und *Filipstad-Granittypen*. Einige Varietäten des Wirbogrannittypus können nur mit Schwierigkeit von dem entsprechenden Rapakivigrannittypus unterschieden werden. In dem Filipstadgranit zeigen sich oft ganz ähnliche schöne, die Orthoklaskristalle oder »Ovoide« umgebende Plagioklasmäntel, wie sie im »typischen« Rapakivi beobachtet werden. Auch andere bekannte Rapakivigrannittypen findet man unter den archaischen Graniten in mehr oder weniger metamorphischem Zustande wieder.¹

Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese Rapakivigranite die wahren Erstarrungsprodukte des Rapakivigranitmagmas sind, die spätere Prozesse nicht wesentlich verändert haben. Es gibt auch keinen wirklichen Grund zu bezweifeln, dass die ähnlichen Granittypen des Grundgebirges durch nahe übereinstimmende Erstarrungsvorgänge hervorgegangen sind. Letztere Granite zeigen aber in ihrer Struktur Spuren anderer Einflüssen nämlich von *mechanischen Deformationen*. In den am wenigsten beeinflussten Graniten beschränkt sich diese Deformation auf die Umformung des Molekularbaues der Quarz- (und wahrscheinlich auch der anderen) Kristallkörner. Von dieser Deformation hängt die bekannte undulöse Auslöschung der Gesteinsquarze bei gekreuzten Nicols ab. Von den schwach deformierten Graniten unterscheiden sich die stärker druckveränderten nur gra-

¹ Schwieriger ist der Vergleich der an Kalk- und Magnesia-reicheren Typen der beiden Serien. Diese spielen offenbar eine nur unbedeutende Rolle unter den Rapakivigesteinen, sind aber im Grundgebirge vielerorts von grosser Bedeutung. Die Strukturzüge solcher Granite sind von den einfach zusammengesetzten Graniten sehr verschieden.

duell, und bilden in der Tat den Anfang einer weitläufigen Serie von Deformationsprodukten, welche die Gruppe der sog. Granitgneisse und Gneissgranite umfasst, und auf deren entgegengesetztem Flügel ausschliesslich sekundärstruierte Gesteine stehen

Die Ursachen dieser Deformationen sind wahrscheinlich verschiedener Art, und der Verlauf kann in mehreren Perioden der archaischen Zeit stattgefunden haben. In einigen Fällen gehören diese metamorphen Prozesse zu jüngeren Perioden. Die primären Granitstrukturen, die granitischen Erstarrungsstrukturen, sind also in verschiedenen Graden aufbewahrt. Manchmal sind sie nur als *Reliktstrukturen*, mit den jüngeren, metamorphen vermengt oder von denselben mehr oder weniger verschleiert, noch übrig.

Eine vergleichende Untersuchung der Strukturbeschaffenheit sämt-

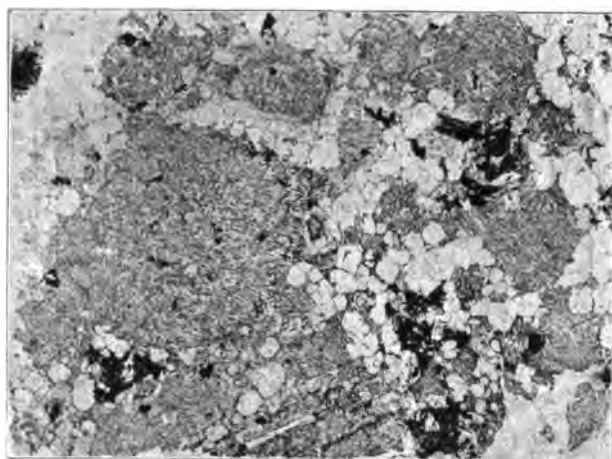


Fig. 1. Rapakivigranit aus dem Viborger-Gebiet. Perthit-Quarztypus. Autotypie eines grösseren Dünnschliffes in nat. Grösse.

licher Granite führt also zu der Folgerung, dass *die wirklichen Erstarrungsformen des Granitmagma in der Rapakiviserie zu suchen sind.*

Die gewöhnliche in den petrographischen Handbüchern gegebene Charakteristik des Granits, wonach der Granit als eine Mischung von Feldspat und Quarz nebst Glimmer, Hornblende etc. von »richtungsloser gleichkörniger Struktur« zu betrachten sei, ist als unvollständig aufzugeben. In der Tat besitzen die am schönsten entwickelten Granite eine ganz bestimmte, sehr charakteristische Struktur, die dadurch gekennzeichnet ist, dass die Kalifeldspate als relativ *grosse* Kristallkörner in die *kleinkörnige* Masse der übrigen Mineralen in sehr regelmässiger Weise eingebettet liegen. (z. B. Fig. 1, 2, 19, 21.)

Soviel ich gefunden habe, giebt es unter den nicht metamorphosierten (Rapakivi) Graniten zwei Varietäten, die als Granithaupttypen angesehen

werden können. Es sind die beiden im Viborgsrapakivi vorkommenden ziemlich grobkristallinen Typen, von denen der eine hauptsächlich aus rotem Orthoklasmikroperthit (Mikroklinmikroperthit) und rauchgefärbtem Quarz zusammengesetzt ist, und der andere daneben einen Überschuss von Plagioklas enthält, der meistens als schöne Mantelbildungen die Kalifeldspate regelmässig umgiebt. Diese beiden Haupttypen der Granite werden im Folgenden als

- I. Perthit-Quarztypus
- II. Plagioklas-Perthit-Quarztypus

behandelt werden.

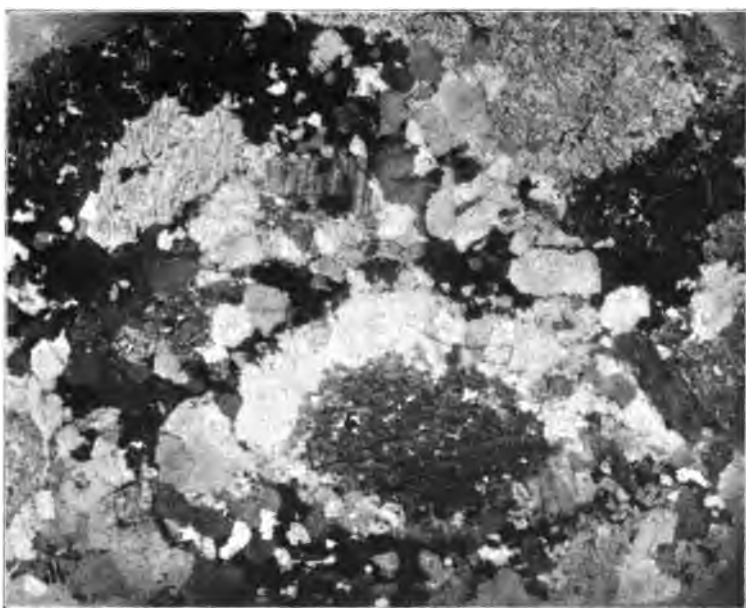


Fig. 2. Rapakivigranit, Plagioklas-Perthit-Quarztypus in polarisiertem Lichte bei gekr. Nic. Vergrößerung ungefähr $1\frac{1}{2}$ Mal.

Den beiden Haupttypen sind folgende Charaktere gemeinsam:¹

Die Gesteinsmasse ist von grossen perthitisch entwickelten und gewöhnlich aus mehreren Individuen zusammengesetzten Orthoklas- oder Mikroklinkristallen aufgebaut, zwischen denen die braunschwarzen Quarzkörner, die leicht verwitternden Plagioklase und die dunklen Mineralien Biotit und Hornblende sitzen. Die Kalifeldspate messen gewöhnlich 20—40 mm. im Durchschnitt, sind aber manchmal bedeutend grösser. Die Querschnitte der Quarzkristalle überschreiten nicht oft 5 mm., auch nicht in den grob-

¹ Eine ausführliche petrographische Beschreibung würde sehr umfangsreich werden. Hier sind aber nur solche petrographische Charaktere hervorgehoben, die für die Relationen der fraglichen Gesteine in erster Linie als genügend und notwendig angesehen werden können.

kristallinen Graniten. Sie können jedoch in grosser Anzahl in den Zwischenräumen der grossen Feldspate aggregiert sein. Die Plagioklaskörner und die dunklen Minerale kommen öfters auch als Ausfüllungen dieser Zwischenräume vor und haben dieselben Dimensionen wie die Quarzkristalle. Wenn unter dem Ausdrucke »Strukturelemente« die einfachen, einander ähnlichen Mineralassoziationen verstanden werden, aus denen eine Gesteinsmasse in homogener Weise besteht, so könnte man diese Struktur als ein Aggregat auffassen, von dessen (Struktur-) Elementen jedes aus einem grossen Feldspatkomplex mit zugehörigen ringsum angeordneten kleineren Körnern von Quarz, Plagioklas und dunklen Mineralien bestände.

Diese für die Granite charakteristische Struktur scheint solchen wahren Erstarrungsstrukturen, wie z. B. der ophitischen Struktur der Diabase, der mikropegmatitischen und mikropoikilitischen Strukturen der Quarzporphyrgrundmasse an die Seite gestellt werden zu müssen. Für diese Struktur habe ich den Namen *Marginationsstruktur* vorgeschlagen¹⁰⁵), weil die Eigentümlichkeit der Mineralanordnung darin besteht, dass die Hauptbestandteile, die grossen Feldspate, gleichsam von Kreisen der anderen kleinen Mineralkörner eingefasst zu sein scheinen.

Diese Marginationsanordnung ist noch kräftiger markiert im Typus II dadurch, dass in diesem die Plagioklasmäntel die Kalifeldspatkerne umhüllen. In den sogenannten Rapakiviporphyren findet man bisweilen porphyrische Einsprenglinge, bei denen eine dünne Quarzhaut zwischen den Plagioklasmantel und den Kalifeldspatkern eingeschoben ist.

Die Mikromorphologie dieser beiden Granittypen bietet mehrere Züge von grösstem petrographischen Interesse. Für das vergleichende Studium der Granite scheinen folgende besonders wichtig zu sein.

1) *Die Idiomorphie des Quarzes*. In mehreren Rapakivigesteinen ist dieses Mineral als deutliche kleine dihexaëdrische Kristalle mit gerundeten Kanten und Ecken entwickelt. In anderen Fällen sind die Kristalle noch vollständiger gerundet. Immer ist das selbständige Konturieren des Quarzes sowohl gegen Orthoklas und Plagioklas als auch gegen Biotit und Hornblende deutlich. Ein mehr unbestimmtes Konturieren der Quarzkörner gegen die genannten Minerale ist jedoch auch beobachtet worden, und eine allotriomorphe Begrenzung von dem Quarz zum Plagioklas und den dunklen Mineralen scheint auch im beschränkten Grade vorzukommen.

2) Ein Aggregieren des Quarzes zu kleinen Gruppen parallel oder subparallel gestellter Kristallkörner ist regelmässig in den Dünnschliffen zu beobachten. (Fig. 3).

3) Allotriomorpher Quarz kommt regelmässig als kleine im Kalifeldspat *eingeschlossene* Partien vor. Es sind sehr charakteristische Einschlüsse von verästelten dünnen, also ausgesprochen allotriomorphen oft in bestimmten Richtungen im Feldspat gestreckten Formen. Sie treten auch häufig *zwischen* den ungleich orientierten Teilen eines grösseren Feldspatkorns oder zwischen diesen und dem Plagioklas auf.

4) *Perthitstruktur*. Dieselbe ist in den Rapakivigraniten von sehr charakteristischer Beschaffenheit. Gewöhnlich kann der Perthit als plagioklasreich bezeichnet werden, d. h. eine grosse Menge der Plagioklassubstanz des Gesteins ist perthitisch in den Kalifeldspat eingeflochten. Solche Rapakivigranite, welche makroskopisch »plagioklasarm« erscheinen, enthalten jedoch einen sehr plagioklasreichen Perthit. Im mantelführenden Rapakivi scheint dagegen ein plagioklasärmerer Perthit entwickelt zu sein.

Die perthitische Struktur zeichnet sich ausserdem durch die innige Verwachsung der beiden Feldspate aus. *Oft fehlen die Konturlinien an der Begrenzung*. Der Plagioklas schimmert gleichsam durch die Kalifeldspatsubstanz hindurch, oder auch treten deutlich zipfelige Plagioklaspartien ohne scharfe Begrenzung hervor. Es scheinen somit in diesen Fällen die Plagioklaspartien von dünnen Übergangszonen mit der umgebenden Orthoklas- oder Mikroklinmasse verbunden zu sein. Obgleich in den Grundgebirgsgraniten auch ähnlicher Perthit vorkommt, macht sich in



Fig. 3. Gruppen parallellorientierter Quarzkörner aus Viborg-Rapakivi.

denselben jedoch ein gradueller Unterschied geltend, da die Kalifeldspate der Urganite gewöhnlich nur plagioklasärmere Perthite und reinen Orthoklas oder Mikroklin enthalten. Unter den stark metamorphischen Gneissgraniten und Granitgneissen findet man oft Alkalifeldspate von besonderer Reinheit, und die relativ spärlichen Perthitinterpositionen sind alsdann gegen den Kalifeldspat scharf begrenzt. (Siehe Taf. 13 und 14, Bild. 1—4).

5) Die Feldspate der Rapakivigranite sind häufig von winzigen mikroskopischen Interpositionen angefüllt. Hauptsächlich bestehen dieselben aus einem braunroten Pigment, das in solchen Mengen auftreten kann, dass die optischen Eigenschaften der Feldspatsubstanz vollständig aufgehoben werden.

Der Kalifeldspat ist gewöhnlich als Orthoklas entwickelt. Mikroklin ist, besonders in den am schönsten kristallisierten Rapakivigraniten, gar nicht selten. Seine Struktur erreicht die prachtvolle Entwicklung, welche die Mikrokline der hochmetamorphischen Urgesteine gekennzeichnet, jedoch nicht.

6) Als negatives Kennzeichen der Rapakivigranite sei das beinahe gänzliche Fehlen der wohlbekannten mikromorphologischen Bildungen *Myr-*

mekit und »*quartz de corrosion*» erwähnt. Wie HÖGBOM betont hat⁶⁵), unterscheiden sich die postarchaischen Granite von den Urgraniten durch das Fehlen oder wenigstens durch die sehr unbedeutende Ausbildung pegmatitischer Massen.

7) Die *miarolitische* (drusige) *Struktur* wird auch von HÖGBOM als ein charakteristisches, nicht seltenes Kennzeichen der Rapakivigranite angeführt.

Eine vergleichende Untersuchung der Granite würde den Zusammenhang der wechselnden petrographischen Charaktere beleuchten können, und auf diesem Wege die Kenntnis der Bildungsbedingungen und der geologischen Bedeutung der petrographischen Schwankungen der Granite befördern. Eine Erörterung dieser Art ist auch die für ein erfolgreiches Studium der stark metamorphosierte Gneissgesteine, und besonders der Orthogneisse des »katarchaischen Komplexes» notwendige Grundlage. Um ein solides Fundament für diese Erörterung zu erhalten und auch die andere Seite der Aufgabe, nämlich die Chemie des granitischen Magmas zu beleuchten, müssen wir die chemische Gesteinsanalyse zu Hilfe nehmen. Die Gleichförmigkeit der Granittypen und das stete Wiederkehren bestimmter Typen deuten das Vorhandensein chemischer Gleichgewichtslagen in dem kristallisierenden Magma an.

Für das Studium dieser Fragen gewährt Fennoskandias Gebirgsgrund ausserordentlich gutes Material. Kein Land in Europa besitzt einen solchen Reichtum an granitischen Gesteinen wie Finnland und Skandinavien zusammen.

In dem Gebirgsgrunde Fennoskandias sind nämlich (nach der gewöhnlichen Auffassungen) folgende *Altersgruppen* von Graniten zu finden:

A. *Archaische*

- 1) Granite, zu den Gneissen gehörend.
- 2) Granite, jünger als die Hälleflintgneisse.

B. *Algonkische*

Rapakivigranite (auch postarchaische Granite genannt).

C. *Postsilurische*

- 1) Im Kristianiafelde.
- 2) Hochgebirgsgranite.

Zu diesen *geologischen* Gruppen gehört eine Menge verschiedener petrographischen Typen, nämlich chemisch verschiedene, wie Kaligranite, Natrongranite, Kali-Natrongranite, »saure», intermediäre und »basische»

Granite, strukturell verschiedene, wie Rapakivigranite, feinkörnige, mittelkörnige, grobkörnige Granite, Augengranite und Porphyrgranite, Protogingranite, Gneissgranite, Granitgneisse (Orthogneisse).

Eine recht bedeutende Anzahl von Typen ist während der geologischen Forschungen in Schweden aufgestellt und mit besonderen Namen, meistens Lokalnamen belegt worden. Einige dieser Typen sind allgemein bekannt und haben als bestimmte *petrographische Typen* Gültigkeit, wie Refsundsganit, Upsalagranit, Rapakivigranit, Stockholmgranit etc. Andere dieser Namen sind nur als Lokalnamen im Gebrauch, und mehrere, wie »Wexiögranit», »Örebrogranit», »Loftahammargranit» fassen geographisch oder geologisch eng miteinander verbundene Granite zusammen. Eine übersichtliche Zusammenstellung und nähere Charakteristik der schwedischen Granittypen würde auch deshalb wichtig sein, weil die petrographischen Eigenschaften in mehreren Fällen nicht deutlich und erschöpfend angegeben worden sind.

Für die Darstellung des Analysenergebnisses ist Umrechnung der unmittelbar gewonnenen Analysenzahlen notwendig. Von der Vergleichung der Gewichtsprozente ist ein tieferer Einblick in die chemischen Verhältnisse der Granite und des Magmas nicht zu erwarten. Wie bei den Berechnungen der chemischen Verbindungen und der chemischen Reaktionen müssen auch hier die Gewichtszahlen in die Form von Molekularproportionen gebracht werden. Von verschiedenen petrographischen Forschern sind diese Molekular- und Atomproportionen durch graphische Darstellungen veranschaulicht und dabei ist auch versucht worden, durch Vereinfachung des Analysenergebnisses in erster Reihe die Hauptzüge der chemischen Verhältnisse hervortreten zu lassen.

Für die Berechnung der in dieser Übersicht angeführten Gesteinsanalysen sind hauptsächlich die von ROSENBUSCH⁴⁸⁾ und OSANN gegebenen Verfahren benutzt worden. ROSENBUSCH lässt bei der Berechnung die kleinen Prozentzahlen für TiO_2 , P_2O_5 , BaO , F und H_2O unberücksichtigt. Der Rest wird auf 100 % umgerechnet, MnO zu FeO addiert und die Prozentzahlen mit den (abgerundeten) Werten der Molekulargewichte der betr. Oxyde dividiert. Aus den so gewonnenen Zahlen, die das Verhältnis der Mengen der verschiedenen Oxydmoleküle einer bestimmten Gewichtsmenge des Gesteins bedeuten, sind die Relationszahlen der *Metallatome* leicht zu erhalten. Dieselben werden dann auf 100 % berechnet. In diesem Zustand befindet sich das Analysenergebnis in seiner einfachsten Form, die auch für die Diskussion der chemischen Natur des Gesteins geeignet ist. Durch Auslassung des Sauerstoffs ist allerdings auch eine Diskussion des Oxydationsgrades ausgeschlossen. Diese Frage gehört aber nicht zu denjenigen, die zuerst behandelt werden können, sondern erfordert, ebenso wie die nach den Variationen der TiO_2 -, P_2O_5 - und F -Mengen, andere und zwar schärfere Analysen als viele der hier mitgenommenen.

Als Beispiel von der Berechnung der in dieser Übersicht benutzten Analysenzahlen teile ich hier die Analyse des sog. Halengranits*) mit.

Gewichtsprozente		Molekular- zahlen	Metallatom- zahlen	Metallatom- zahlen in 100% umgerechnet
SiO ₂ = 73.38	73.96	1233	Si = 1233	69.50
TiO ₂ = 0.20				
M ₂ O ₃ = 14.35	14.46	142	M = 284	16.01
Fe ₂ O ₃ = 0.87	0.88	5 } 14 }	Fe = 24	1.35
FeO = 0.79	0.80			
MnO = 0.21	0.21			
MgO = 0.46	0.46	11	Mg = 11	0.62
CaO = 1.33	1.34	24	Ca = 24	1.35
Na ₂ O = 2.85	2.87	46	Na = 92	5.19
K ₂ O = 4.98	5.02	53	K = 106	5.98
(H ₂ O) = 0.37	100.00	1528	1774	100.00
	99.79			
— (TiO ₂ + H ₂ O) = 0.57				
	99.22			

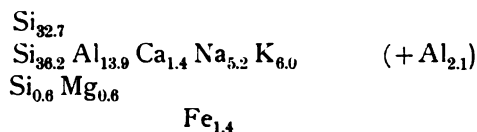
Die Zusammensetzung des Halengranits würde also, vom Sauerstoff abgesehen, einfach in folgender Weise ausgedrückt werden:



Dieser Ausdruck ist aber in Anbetracht dessen, dass ein Gestein keine Legierung von Metallen, sondern, wie die Forschungen der jüngsten Zeit überzeugend nachgewiesen haben, eine Lösung von Mineralien, nicht sehr befriedigend. Der Vergleich der Erstarrungsstrukturen der Metalle mit denen der porphyrischen Quarz-Feldspatgesteine zeigt eine so grosse Übereinstimmung, dass daraus gefolgert werden muss, dass das Gesteinsmagma, wenigstens bei den dem Kristallisationspunkte am nächsten liegenden Temperaturen, als eine Lösung oder Legierung derselben Minerale, welche die Hauptmasse der Erstarrungsprodukte bilden, betrachtet werden muss. Die Homogenität der Granite beweist, dass vor der Erstarrung chemisches Gleichgewicht zwischen den legierten Silikaten des Magmas geherrscht hat. Daher ist es von grösstem Interesse, die Proportionen der Hauptbestandteile kennen zu lernen. Für diesen Zweck müssen wir wieder die Molekularproportionen suchen.

Approximativ gehen die Molekularzahlen der Gemengteile in einfacheren Fällen aus den Metallatomzahlen hervor, wenn diese in Überein-

stimmung mit der bekannten mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins gruppiert werden. Für den sehr einfach zusammengesetzten Halengranit können wir folgende approximative *Atomgruppierung* aufstellen:



Wenn angenommen wird, dass sowohl die Alkalien als auch die ganze Menge des Kalks im Feldspat gebunden sind, findet man, dass im Halen-



Fig. 4. Porphyrische Struktur mit mikropegmatitischer Grundmasse in einer Blei-Bismut-legierung. Stark vergrößert. Nach S. A. EWING und WALTER ROSENHAIN. Phil. Transact. of the Royal Soc. of London, Series A Vol. 193.

granit 36.2 Atom Si für denselben Zweck in Anspruch genommen sind. Die Rolle des Eisens ist schwierig zu beurteilen. Das Eisenoxyd kann unberücksichtigt gelassen werden, da es nicht allein Kieselsäure bindet, sondern nur in Gesellschaft mit den Monooxyden. Ein Teil des Eisenoxyduls wird von der Titansäure als Ilmenit gebunden. Die Vernachlässigung der übrigen Eisenoxydulquantität verursacht in der »Gruppierung« einen kleinen Fehler in der Form einer zu grossen Menge freies Si. Dieser Fehler wird aber teilweise kompensiert durch Zuteilung eines Si-Atoms zu jedem Atom Mg, weil die Magnesia in den dunklen Glimmern als Orthosilikat (Mg_2Si) auftritt und infolgedessen nur halb so viele Atome Si aufnehmen soll, wie in der

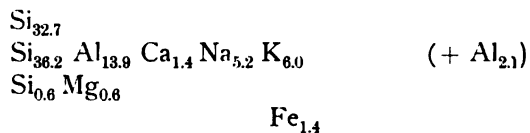
»Gruppierung» angenommen wird. In dem dunklen Glimmer befindet sich auch ein kleiner Teil der Alkalien des Gesteins, und da dieses Mineral im Verhältnis zu den Alkalien weniger Kieselsäure als der Feldspat enthalten kann, folgt hieraus in der Gruppierung der Fehler eines zu kleinen Wertes freies Si (d. h. es werden zu wenige freie Si-Atome aufgeführt). In demselben Sinne fehlerhaft wirkt die Zuteilung aller Ca-Atome an den Feldspat, weil es wahrscheinlich ist, dass in den meisten Graniten einige Ca-Atome als Metasilikat gebunden sind und also nur halb so viele Si-Atome wie im Feldspat binden.¹ Diese Fehler, welche im allgemeinen eine zu kleine Menge freier Si-Atome in der Gruppierung zu bewirken scheinen, üben bei der Berechnung der einfach zusammengesetzten Quarz-Feldspatgranite einen nur geringen Einfluss auf das Ergebnis. Bei wachsendem Gehalt an dunklen Mineralen wird der Einfluss grösser und die Atomgruppierung daher unsicher. Auch in denjenigen Graniten, welche ziemlich reich an Biotit und Hornblende sind, bilden die Feldspate und der Quarz jedoch die weit grössere Menge der Gemengteile, und die Atomgruppierung scheint daher auch in diesen Fällen als vergleichendes Mittel die Übersicht der Granite erleichtern zu können.

Das Verhältnis zwischen den freien und den gebundenen Si-Atomen nach der »Gruppierung» wird im Folgenden als Mass der Acidität der Granite benutzt. Der »Aciditätskoeffizient» ist hier das Verhältnis der freien Si-Atome zu der ganzen Menge von Si-Atomen in 100 Metallatomen des Gesteins, also:

$$S = \frac{\text{Freie Si-Atome}}{\text{Summe der Si-Atome}}$$

Diese Zahl ist für den Halengranit gleich 0.47. Ungefähr die Hälfte der Si-Atome gehört also nach diesen Berechnungen zu dem Quarz des Halengranits. 52 % der Si-Atome gehört zu dem Feldspat und weniger als 1 % zu den dunklen Mineralien.²

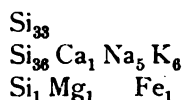
Der vollständige Ausdruck für die Molekularkonstitution des Halengranits ist nach diesem Verfahren folgender



¹ In den Fällen, wo der Gehalt an Al_2O_3 nicht ausreicht, um mit der ganzen Menge des Kalks Feldspat zu bilden, muss in der Gruppierung ein Teil der Ca-Atome als CaSi neben MgSi aufgeführt werden.

² Wenn angenommen wird, dass der Quarz und der Alkalifeldspat als gleich viele Moleküle in dem Magma vorgekommen sind, so würde der gelöste Quarz ebenso wie der Feldspat drei Atome Si enthalten haben.

Der Al-Gehalt, welcher als eine Funktion von Ca, Na und K aus den Zahlen für diese Komponenten berechnet werden kann, könnte ebenso wie die Decimalstellen ausgelassen und damit ein ziemlich kurzer Ausdruck der chemischen Verhältnisse des Granits gewonnen werden.



$$S = 0.47.$$

Die Mineralzusammensetzung des Halengranits kann nach BÄCKSTRÖMS Berechnung durch folgende Gewichtsprozente ausgedrückt werden:

Quarz	=	34.2 %	
Mikrolin	=	27.9 »	
Albit	=	24.2 »	} 30.8 % Ab ₄ An ₁ } 58.7 % Feldspate
Anortit	=	6.6 »	
Biotit	=	3.7 »	
Magnetit	=	1.2 »	
		97.8	
Al ₂ O ₃ + TiO ₂ + MnO + H ₂ O	=	1.9	
		99.7	

Die Vorteile der hier vorgeschlagenen Gruppierungsmethode lassen sich folgendermassen zusammenfassen.

- 1) Für die hauptsächlich nur aus Feldspat und Quarz zusammengesetzten Granite, die häufige, geologisch bedeutende Typen sind, giebt die Methode approximativ die Molekularrelation der Feldspate zu dem Quarz.
- 2) Es wird die wahrscheinliche Gruppierung der Atome in dem Magma veranschaulicht.
- 3) Es wird das Verhältnis der »sauren« zu den »basischen« Graniten beleuchtet.

Rapakiviartige Granite.

I. Algonkischen Alters.

Die Rapakivigranite von Finnland.

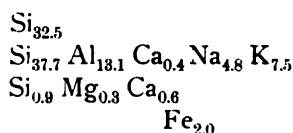
Von den *finnländischen Rapakivigraniten* liegen jetzt mehrere gute chemische Analysen vor. Im Verhältnis zu der hohen Bedeutung dieser Gesteine sind sie jedoch ungenügend. In den bis jetzt veröffentlichten fin-

det sich keine zuverlässige Analyse des mantelführenden plagioklasreicheren Rapakivigranits. Kalkreichere Rapakivigranite scheinen auch in kleineren Mengen unter den überwiegenden kalkarmen vorzukommen, und eine chemische Untersuchung dieser Varietäten würde jetzt von grossem Interesse sein.

Die ältesten Analysen machte STRUVE³⁾ auf Viborgrapakivi aus den Steinbrüchen bei Pyterlaks. (1, 2). STRUVE bezeichnet Analyse 1 als die zuverlässigere und legt seinen Berechnungen nur diese zu Grunde.

Die »Atomgruppierung« dieses Rapakivigranits erhält nach der Berechnung folgende Form:

1.



$$\text{S} = 0.46.$$

STRUVE berechnet die Mineralzusammensetzung so:

$$\begin{array}{rcl} \text{Quarz} & = & 31.83 \% \\ \text{Feldspat} & = & 61.46 \text{ »} \\ \text{Glimmer} & = & 6.71 \text{ »} \\ & & \hline & & 100.00 \end{array}$$

und findet daher, dass dieser Granit aus 66 »Atomen« Quarz, 22 »Atomen« Orthoklas und 1 »Atom« Glimmer zusammengesetzt ist, wobei also einem »Atom« Quarz die einfache Formel SiO_2 zugeschrieben wird.

Aus den petrographischen Angaben STRUVES geht hervor, dass dieses Gestein ein plagioklasarmer roter Rapakivigranit von im Felde sehr gleichförmigen Aussehen und bedeutender Ausbreitung bei Pyterlaks¹ gewesen ist. Nach den Erläuterungen STRUVES und VON HELMERSENS²⁾ wurde die durch Verwitterung beschädigte Alexandersäule in St Petersburg grade aus dem Rapakivi-Perthit-Quarz-Typus verfertigt.

In den Erläuterungen zu den finnländischen geologischen Kartenblättern wird Rapakivi dieses Typus' als *grobkörniger Rapakivigranit* oder *rapakiviartiger Granit* bezeichnet, und es wird bei mehreren Gelegenheiten von MOBERG, SEDERHOLM, BERGHELL und FROSTERUS hervorgehoben, dass diesem Gestein gewöhnlich die Plagioklashüllen fehlen, und dasselbe daher einem gewöhnlichen grobkörnigen Granit ähnlich ist.³⁾

Der *dunkle Gemengteil* dieses Rapakivigranits besteht hauptsächlich aus einem stark pleochroitischen Boitit. Mehrere grosse Dünnschliffe des grobkristallisierten Granits sind vom Verfasser untersucht, Hornblende

¹ Östlich von Viborg in SO-Finnland.

aber hat er in keinem dieser Präparate gefunden. Die *Struktur* dieses Gesteins ist die auf Seite 84 als für den Perthit-Quarz-Typus charakteristische beschriebene Struktur; dieselbe wird durch die Figur 5 veranschaulicht. *Makroskopisch* treten Wechslungen der Entwicklung dieses Typus hervor teils durch Gradunterschiede der Grobkörnigkeit, teils durch die mehr gerundeten oder mehr in Gestalt ebenflächiger Kristalle entwickelten Quarzkörner. Bisweilen sind letztere mit den dunklen Mineralen als Zwischenmasse der grossen Feldspatkörner angehäuft, in anderen Fällen erscheinen sie in diesen mehr oder weniger tief eingewachsen. Die Formen der roten Feldspate scheinen auch auf mannigfache Weise wechseln zu können. Im allgemeinen zeigen sie sich *idiomorph gegen die Quarzmasse und allotrimorph gegen die einzelnen Quarzkörner konturiert*, aber auch diese Art von Idiomorphie tritt bei mehreren Varietäten zurück. Abweichungen von der Gleichkörnigkeit (der Feldspate) können dadurch bedingt sein, dass die Kalifeldspatkristalle in sehr verschiedener Grösse entwickelt sind. Einzelne Kristalle können dann ihre Nachbarn an Grösse sehr übertreffen, wodurch ein porphyränliches Aussehen entsteht. Man kann jedoch nicht behaupten, dass diese Gesteine durch eine wahre Porphyrstruktur (in dem heutzutage allgemeinen Sinne des Wortes) gekennzeichnet wären, da durchaus kein Gegensatz zwischen Grundmasse und Einsprenglingen besteht. Die Bezeichnung Augengranit wäre dagegen hier mehr angebracht.

Bei der *mikroskopischen* Untersuchung tritt der Gehalt an *Plagioklas* mehr hervor. Ein bedeutender Teil desselben bildet einen *mikroperthitischen* Bestandteil des Kalifeldspats. STRUVES Analyse des roten Orthoklases

SiO ₂	= 66.20	%
Al ₂ O ₃	= 17.43	»
Fe ₂ O ₃	= Spur	
CaO	= 0.41	»
Na ₂ O	= 2.82	»
K ₂ O	= 12.49	»
H ₂ O	= 0.46	»
	99.81	

zeigt im Vergleich zu der Zusammensetzung des Gesteins, das ungefähr die Hälfte des Gehaltes an Plagioklas im Mikroperthit eingewachsen ist.

Dieser von *Struve* analysierte Rapakivigranit kann als den Prototyp einer ganzen Menge anderer unter sehr verschiedenen Verhältnissen auftretenden Granite angesehen werden. Die Zusammensetzung dieser Granite ist immer durch nur kleine Gehalte an Kalk, Magnesia und Eisenoxyde ausgezeichnet und daher eine sehr einfache, und die Struktur wiederholt in mehr oder weniger modifizierter Form die Strukturzüge dieses Rapakivigranits.

Vor kurzem sind noch ein paar Analysen des roten Rapakivigranits aus dem Viborggebiet veröffentlicht.¹¹⁷⁾ Hiervon ist die eine Analyse, 3,

Rapakivigranit von Pyterlaks, von Fil. kand. Fräulein NAIMA SAHLBOM, und die andere, 4, Rapakivigranit von Pitkäranta, von Herrn I. A. SUNDELL im Laboratorium der geologischen Kommission von Finnland ausgeführt worden.

Die Übereinstimmung der Analysen 1, 3, 4 ist sehr auffällig und doch sind dieselben zu sehr verschiedenen Zeiten (die von STRUVE im J. 1863) und mit Proben, die aus verschiedenen Teilen des Viborgmassivs stammen, ausgeführt worden.

Von den Analysen 3 und 4 wurden folgende Atomgruppierungen berechnet:

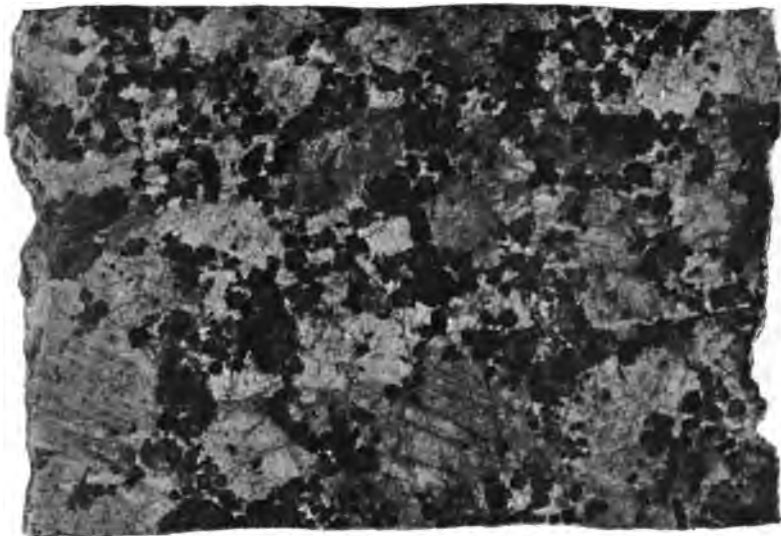
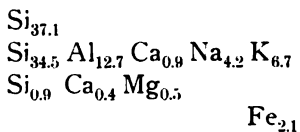


Fig. 5. Rapakivigranit (Perthit-Quarz-Typus) von Viborg. Autotypie in natürlicher Grösse. Dunkle idiomorph entwickelte Quarze sitzen wie eingefasst um die grossen Perthitkörner.

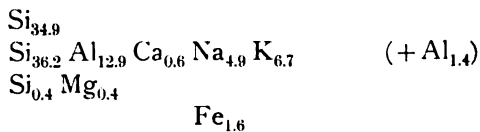
3.



$\text{Fe}_{2.1}$

$$S = 0.51$$

4.



$\text{Fe}_{1.6}$

$$S = 0.49$$

Wie schon erwähnt, zeichnen sich die Rapakivigranite des Perthit-Quarztypus durch nur sehr geringen Gehalt an Kalk aus. Diejenigen Typen, in denen die Plagioklashüllen sehr stark hervortreten, enthalten dagegen grössere Mengen Kalk. Von diesem, dem sog. »typischen Rapakivi« liegen bisjetzt fünf Analysen vor. Hiervon sind 5 und 6 von aus erratischen Blöcken bei Dagö genommenen Proben von v. UNGERN-STERNBERG²⁶⁾ und SCHRIDDE ausgeführt; 7, 8, 9 hat H. BERGHELL von »grüngefärbtem Rapakivi« und »typischem Rapakivi« gemacht^{85, 78)}. Die Kieselsäurebestimmung (Analyse N:o 10) führte A. F. TIGERSTEDT aus.



Fig. 6. Rapakivigranit mit Plagioklashüllen vom Viborggebiet. $\frac{1}{5}$ der nat. Grösse.

Die Probe stammte aus einem »typischen Rapakivi« von dem Dorfe Rouhu im Kirchspiel Töfsala.

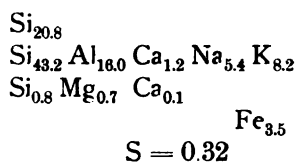
Die ungewöhnlich niedrigen Alkaligehalte von 5 und 6 sowie die hohen Gehalte an Wasser machen es kaum wahrscheinlich, dass die erratischen Blöcke, welche v. UNGERN-STERNBERG und SCHRIDDE analysierten, aus einem frischen und normalen Rapakivigestein bestanden haben. Wegen der den Analysen 7, 8, 9 offenbar anhaftenden Fehler können sie nicht als Grundlage der hier fraglichen Berechnungen benutzt werden.

Die Analysen 5—10 stammen alle von Proben solcher Rapakivigranite, in denen der Plagioklas makroskopisch hervortritt und gewöhnlich als Mantelbildungen die Kalifeldspatkristalle umhüllt. Die Zwischenräume dieser gewöhnlich mehr oder weniger gerundeten Feldspatkomplexe sind von

idiomorphen, gewöhnlich dunkelgefärbten Quarzkörnern nebst Biotit, Hornblende und accessorischen Mineralien ausgefüllt. Die durchschnittliche Korngrösse der Feldspatkristalle schwankt zwischen 30 und 50 mm. Kristalle vom 60—70 mm. grössten Durchmessers sind nicht selten. Die Quarzkörner überschreiten einen Durchmesser von 5 mm. Länge nur ausnahmsweise. Die Plagioklashüllen treten oft recht unregelmässig auf. Sie umgeben gewöhnlich nur einen Teil der Kalifeldspatkristalle und fehlen ganz und gar in den übrigen. Auch bei den sehr mantelreichen Typen treten einzelne grosse Orthoklas- oder Mikroklinkristalle auf, denen die Plagioklashülle vollständig fehlt. Bei einigen plagioklasreichen Rapakivigraniten treten Mantelbildungen überhaupt nicht auf. *Gylling*³⁷⁾ betont dass der Oligoklas des Nystadrapakivis, auch wenn er in grosser Menge anwesend ist, doch im Verhältnis zum Orthoklas ganz selbständig auftritt. Nur sehr selten findet man den Plagioklas als deutliche, den Orthoklas umhüllende Zonen entwickelt. In einigen Teilen des Rapakivigebiets zwischen Åbo und Nädendal findet sich auch Rapakivigranit mit frei ausgebildeten Plagioklaskristallen. Unter den in schwedischen geologischen Museen aufbewahrten Handstücken finnländischer Rapakivigranite, die teils von Geologen dahin gebracht sind, teils in Schweden gefundenen erratischen Blöcken entstammen, gibt es mehrere Beispiele solcher Rapakivigranite mit selbständig entwickeltem Plagioklas. Diese sind den Grundgebirgsgraniten gewöhnlich sehr ähnlich.

Von dem Nystadrapakivi hat Fil. Kand. FrI. NAIMA SAHLBOM eine Analyse (11) ausgeführt.¹¹⁷⁾ Danach wurde folgende Atomgruppierung berechnet:

11.



Dieses Gestein hat makroskopisch¹ ein ganz normalgranitisches Aussehen, und dürfte in Handstücken von dem småländischen (schwedischen), dem Grundgebirge zugehörigen Virbogranit auch nicht unterschieden werden können. Die Farbe ist branurot, dunkel aber wenig hervortretend (nicht gesättigt). Der Plagioklas hat dieselbe Farbe und ist daher weniger leicht erkennbar. Die Quarzkörner sind schwarz, braun oder grau. Der Gehalt an Plagioklas scheint nach Handstücken zu urteilen innerhalb ziemlich weiter Grenzen schwanken zu können. Der Kalkgehalt wechselt auch bedeutend. Ob derselbe aber die hohen Gehalte erreichen kann, die in

¹ Nach den mir von Dr. J. J. SEDERHOLM bereitwilligst gesandten Proben.

den Grundgebirgsgraniten nicht selten sind, steht wegen der Unvollständigkeit der bisjetzt ausgeführten chemischen Untersuchungen noch dahin.

Unter den selteneren Rapakivitypen, die nur wenig bekannt sind, verdienen einige hier kurz erwähnt zu werden. Hiervon sind die sehr dunkel- bis grau oder braunschwarzen Varietäten besonders interessant. Sie kommen sowohl im Viborg- wie im Nystadgebiete vor. Unter denselben scheinen sowohl an Plagioklas reiche als auch an diesem Mineral arme Varietäten vorzukommen. Bei Lappi unweit der Grenze des Nystadrapa-

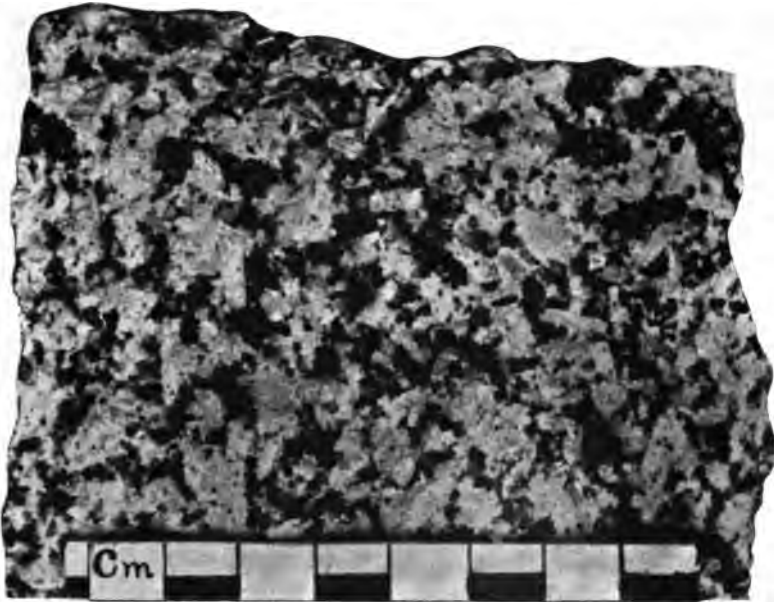


Fig. 7. Hellgrauer Rapakivigranit von dem Nystadgebiet. Aut. von einem Handstück. Der Quarz erscheint dunkel und der Feldspat hellgrau.

kivis kommt nach GYLLING ein durch die ganze Masse graugrün gefärbter Rapakivi vor. Die Analyse 7 stammt von einem grünfarbigen Rapakivi aus den Viborggebiet, in der Nähe der Simolaer Eisenbahnstation anstehend. Im Äusseren diesem Typus sehr ähnlich sind die beinahe farblosen hellgrauen Rapakivigranite, die hier und da in unbedeutenden Mengen vorkommen. Einige dieser Granite zeigen makroskopisch dieselbe Strukturbeschaffenheit wie die roten Rapakivigranite, sind aber weniger grobkörnig. Andere sind als wahre *Porphyrygranite* zu betrachten, da hier grosse Körner von weissem Feldspat und auch Quarzkörner in einer granitischen Grundmasse von mittel bis feinkörniger Struktur eingesprengt liegen.

Die Geologie der finnländischen Rapakivigranite ist in jüngster Zeit durch neue wichtige Beobachtungen bereichert worden. Von grösstem In-

teresse sind die Untersuchungen von FROSTERUS über die Kontaktverhältnisse des Viborger Rapakivimassivs und der nördlich hiervon gelegenen kleineren Massive.¹⁰²⁾ FROSTERUS schreibt, dass sich die Kontakte der Massive wegen ihres geradlinigen Verlaufes im grossen Ganzen wie Bruchlinien verhalten, dass aber in den Einzelheiten sehr verschiedene Kontaktverhältnisse vorhanden sind. Einerseits werden Kontakte beobachtet, in denen das Nebengestein vollständig unbeeinflusst erscheint, der Rapakivi aber selber bedeutende *endogene Veränderungen* erlitten hat. Andererseits ist es das Nebengestein, das durch *exogene Metamorphose* den grössten Veränderungen unterworfen worden ist, während der Rapakivi sich nur teilweise verändert hat. Die letzteren Kontakte zeigen oft auch intrusive Charaktere, indem der Rapakivi in das Nebengestein hineingedrungen ist, Bruchstücke desselben aufgenommen und in einigen Fällen dieselben gerundet und teilweise geschmolzt hat.

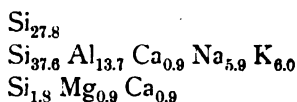
Gewissermassen gleichartige Intrusivkontakte werden in den åländischen geologischen Kartenblättern geschildert.^{64, 69, 74)} Auf den Ålandsinseln treten auch Granitgesteine, die sog. »Feldspatporphyr« auf, die geologisch und petrographisch eine Mittelstellung zwischen den Graniten des Grundgebirges und denen der Rapakiviserie einnehmen und daher nur vorläufig zu der letzteren gerechnet worden sind.

Die Rapakiviformation von Åland besteht überwiegend aus porphyrischen Gesteinen, enthält aber auch wahre Granite. Es sind teils feinkörnige, teils mittelkörnige Gesteine von lebhaft roter Farbe und bald mit bald ohne deutlich hervortretendem Plagioklas. Sie werden in den geologischen Beschreibungen als rapakiviartiger Granit, Hagagranit, Ålandgranit und »Feldspatporphyr« bezeichnet. Sie zeigen Übergänge zu den åländischen Porphyrgesteinen, welche gewöhnlich mikropegmatitstruierte Grundmassen haben. Bis vor kurzem waren noch keine chemischen Untersuchungen der Rapakivigesteine von Åland ausgeführt. In jüngster Zeit aber wurde die erste chemische Analyse eines der hiehergehörigen Gesteine, eines sog. Ålandrapakivis, mitgeteilt.¹¹⁷⁾ Diese Analyse hat Fil. Kand. Fr. NAIMA SAHLBOM im Laboratorium des Geol. Kommission von Finnland ausgeführt. (12).

Die analysierte Probe, die von anstehenden Gestein bei Haraldsby auf Åland genommen wurde, zeigt makroskopisch in Übereinstimmung mit der im geol. Kartenblatt gegebenen Beschreibung eine granitähnliche Struktur, enthält aber kleine Mengen implikationsstruierter Quarz-Feldspatgrundmasse, welche den bis 20 mm. grossen von Plagioklasmänteln umhüllten Orthoklasovoiden zwischenlagert. Das Gestein ist also ein *Granitporphyr*. Durch seine lebhaft rote Farbe ähnelt es recht sehr dem Rapakivigestein, das in dem schwedischen Gebiet Rödö gefunden worden ist. Letzteres enthält auch oft kleine Implikationsreste.

Von der Analyse 12 wurde folgende Atomgruppierung berechnet:

12.



$$S = 0,41$$

Die schwedischen Rapakivigranite.

Die schwedischen Rapakivigeiete sind folgende: 1) Rapakivigeiet der Küstengegenden von Ängermanland und Medelpad. 2) Die Ragunda- und Mårdsjö-Massive von Jemtland. 3) Ein unbedeutendes und zweifelhaftes Vorkommen an der Küste unweit der Stadt Gefle (Strömsbrogranit). 4) Der Diabas-Granitgang bei Brefven in Nerike (in Südschweden).

Der Rapakivi des Küstengebiets von Ängermanland ist hauptsächlich durch die Untersuchungen und Beschreibungen von HJ. LUNDBOHRM bekannt geworden.⁸⁷⁾ Das Rapakivimassiv hat eine nord-südliche Länge von 35 km. und eine grösste Breite von ungefähr 10 km. Es ist wie mehrere der finnländischen Massive von Gabbrogesteinen begleitet und von einem grobkristallinen Olivindiabas durchsetzt. Sandstein ruht auf Rapakivigranit und Gabbro, wird aber ebenfalls von dem Diabas durchdrungen.

Der Rapakivi dieses Gebiets ist z. T. ein mikropegmatitischer *Granitporphyr*, teils aber als wahrer Granit von feinkörniger oder mittelkörniger Struktur entwickelt. Er enthält einen roten Orthoklas und in unbedeutenden Mengen grauen oder blassgrünlichen Plagioklas, grauen, bisweilen sehr dunkelgefärbten, ausnahmsweise blauen Quarz sowie in sehr schwankenden Verhältnissen Biotit und Hornblende.

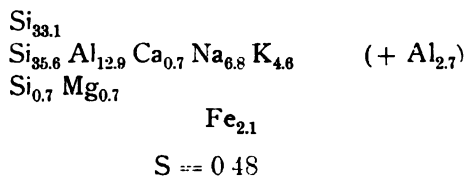
Die Idiomorphie des Quarzes tritt oft deutlich hervor. *Makroskopisch* ähnelt die Struktur der eines gewöhnlichen älteren Granits. Die Strukturzüge sind jedoch klar und weniger verändert als es bei den Grundgebirgsgraniten gewöhnlich der Fall ist.

Zwischen dem Granit und dem Gabbro treten an mehreren Orten Gesteine zu Tage, die auch petrographisch eine Mittelstellung zwischen diesen Gesteinen einnehmen und daher als *Gabbrogranit* bezeichnet werden. Sie enthalten die mineralischen Gemengteile des Granits und des Gabbros miteinander vermengt. Chemische Untersuchungen der Gesteine dieses Gebiets sind bis jetzt noch nicht ausgeführt worden.

In dem kleinen *Rapakivigeiet der Insel Rödö* in den Schären von Medelpad, — eine südliche Fortsetzung des ängermanländischen Gebietes — treten wieder einige der eben beschriebenen Gesteine auf. Der Rödö-rapakivi schwankt hinsichtlich der Struktur und ist oft porphyrisch entwickelt mit mikropegmatitischer Grundmasse. Vollständig ausgebildete

granitische Formen kommen jedoch auch vor. Mantelbildungen sind recht gewöhnlich. Der Kalifeldspat dieses Rapakivi ist stark von einer ziegel- bis braunroten, gesättigten Farbe pigmentiert. Eine chemische Analyse (13) des Rödögranits wurde von Dr. H. SANTESSON im Laboratorium der schwedischen geologischen Landesanstalt ausgeführt.⁸⁸) Aus dieser Analyse wurde folgende Atomgruppierung berechnet:

13.

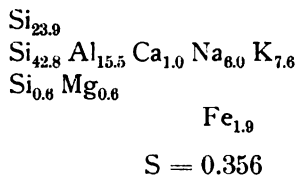


Die aus der Berechnung hervorgegangene Mineralzusammensetzung dieses Gesteins war folgende:

Quarz	= 36.6 %	
Orthoklas mit einem Gehalt an Na und Ca	} = 28.6 %	} 54.2 %
Plagioklas Ab, An ₁		
Biotit	= 4.0 %	
Titanomagnetit	= 2.4 %	
Rest (2.6 % Al ₂ O ₃ + 1.2 % H ₂ O)	= 3.8 %	
	100.0	

Der porphyrisch entwickelte Rödörapakivi (Granitporphyr) hat nach einer Analyse von Fil. Kand. Fr. NAIMA SAHLBOM eine von dem Granit, mit dem er im Felde durch Übergänge verbunden ist, nicht unbedeutend abweichende Zusammensetzung (14). Aus dieser Analyse wurde folgende Atomgruppierung berechnet:

14.



Nach Berechnung der Mineralzusammensetzung des Porphyrs ergibt sich:

Quarz	= 26.9 %	
Orthoklas (Na- und Ca-haltig)	= 50.2 %	} 68.0 %
Plagioklas ($Ab_{28} An_5$)	= 17.8 %	
Biotit	= 2.6 %	
Titanomagnetit	= 2.5 %	
	100.00	

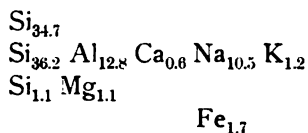
Der Porphyry enthält somit bedeutend weniger Quarz als der Granit. Im letzteren gehört beinahe die Hälfte, im Porphyry dagegen nur etwas mehr als ein Drittel aller Si-Atome zum Quarz. Hinsichtlich der Menge von Eisenoxiden, Magnesia und Kalk verhalten sich die beiden Gesteine sehr übereinstimmend. Sie sind in hohem Grade Alkalifeldspat-Quarzgesteine und repräsentieren ebenso wie der Pyterlaks-Rapakivi den Granit in seiner einfachsten Form.

Der Rapakivigranitporphyry von Rödö tritt im Rapakivigranit teils als Gänge und teils als schlierige Partien auf.

Die geologischen Verhältnisse von Rödö geben keinen Einblick in die Kontakte des Rapakives selbst. Wahrscheinlich trennt jetzt nach Westen hin eine jüngere Bruchlinie den Rapakivi von dem Grundgebirge. Die Kontakte werden überall von Grand verdeckt. Das Grundgebirge und der Rapakivi treten jedoch im Felde an so naheliegenden Punkten längs der Kontaktlinie auf, dass der Verlauf dieser Linie doch genau festgestellt werden kann, und sie zeigt sich dann als eine gegen das Festland (NW) konvexe Bogenlinie. Eine grosse Anzahl von Gängen teils aus Quarzporphyry, Diabas, Porphyrit, teils auch intermediäre und nach der Zusammensetzung inhomogene Ganggesteine durchsetzen sowohl den Rapakivi als auch das Grundgebirge.

Von diesen Ganggesteinen verdient das feinkörnige granitähnliche Gestein, das als dünne hellgraue Gänge den Diabas auf der kleinen Insel Gubben durchwebt, wegen seiner extremen, chemischen Zusammensetzung bemerkt zu werden. Es ist dies ein mikropegmatitisches, aber nicht porphyrisches Gestein, das fast ausschliesslich aus Albit und Quarz besteht. Eine chemische Analyse dieses *Albitmikropegmatits* hat Dr. Phil. H. SANTESSON im Laboratorium des schwed. geol. Landesanst. ausgeführt (15). Aus dieser Analyse wurde folgende Atomgruppierung berechnet:

15.



$$S = 0.48.$$

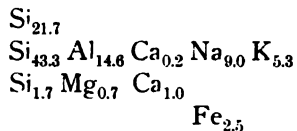
Obwohl dieses Gestein im Felde eine nur sehr unbedeutende Rolle spielt, muss es doch in petrographischer Hinsicht als sehr interessant bezeichnet werden. Es repräsentiert ein Natrongranitmagma von einfachster Zusammensetzung. Ungefähr die Hälfte aller Si-Atome gehören zum Quarz, und das Gestein verhält sich somit ähnlich der Mehrzahl anderer einfach zusammengesetzten Granite.

Nach einer Berechnung hat der Albitmikropegmatit folgende Mineralzusammensetzung:

Quarz	= 38,9 %	
Albit	= 49,1 %	} 55,6 %
Anorthit	= 1,9 %	
Orthoklas	= 4,6 %	
Chlorit	= 2,4 %	
Magnetit	= 2,3 %	
Titanit	= 0,8 %	
	100,0 %	

Von den beiden *Rapakivigebieten von Femtland* ist das *Ragundagebiet* durch die interessanten Untersuchungen HÖGBOMS sehr bekannt geworden.^{64, 73, 83, 89}) Hier durchsetzen die roten Rapakivigranite nebst Diabasen und Ganggesteinen als lakkolithähnliches Massiv den grobkristallinen archaischen Granit. Das vorherrschende Gestein ist auch hier ein rapakiviartiger Granit. Daneben kommt ein oft dioritartig entwickelter Diabas vor. Derselbe ist durch die Granitintrusion zersprengt, und die Bruchstücke sind von dem Granit aufgenommen und stark metamorphosiert. Neben diesen Hauptgesteinen des Gebietes treten als kleine Massen syenitische und monzonitartige Zwischenformen auf. Eine Formation gangförmiger, saurer, intermediärer und basischer Eruptivgesteine durchsetzt das Rapakivimassiv sowie die archaischen Gesteine der Umgebung.

Eine chemische Analyse (16) des Rapakivigranits aus Ragunda ist von Dr. H. SANTESSON im Laboratorium der schwed. geol. Landesanst. ausgeführt. Aus dieser Analyse wurde folgende Atomgruppierung berechnet:



$$S = 0.325$$

Wie ersichtlich, stimmt dieser Rapakivigranit in chemischer Hinsicht mit dem gewöhnlichen einfachen Granit nahe überein. Die Berechnung der Analysenzahlen ergibt, dass ungefähr $\frac{1}{3}$ aller Si-Atome dem Quarz und $\frac{2}{3}$ dem Feldspat gehören.

Der Ragundagranit ist etwas feinkörniger als die hier früher behandelten Rapakivigranite. Die rechtwinkligen Orthoklasdurchschnitte

messen selten mehr als 10 mm und die Quarzkörner ungefähr 2 mm. HÖGBOM beschreibt die makroskopische Beschaffenheit des Ragundagranits folgendermassen: »Der Ragundagranit ist in seiner allgemeinen und typischsten Form ein gut mittelkörniges Gestein von schöner blassroter Farbe. Seine wesentlichen Bestandteile sind perthitische Feldspatkörner in Grössen von 0.3—0.8 cm. und hanfsamengrosse oder noch grössere Quarzkörner, die oft von den Feldspatindividuen umschlossen sind. Daneben kommt gewöhnlich etwas Plagioklas von weisser Farbe vor, der häufig mit gleicher Orientierung den roten Orthoklasperthit umhüllt. Die dunklen Minerale sind Biotit und Hornblende in wechselnder, aber immer kleiner Menge.« Die Mikrostruktur »ist von mangelnder Idiomorphie der Hauptmineralien charakterisiert. Gewöhnlicher ist es, dass der Quarz gegen die Feldspate und diese beiden gegen die dunklen Minerale idiomorph ent-

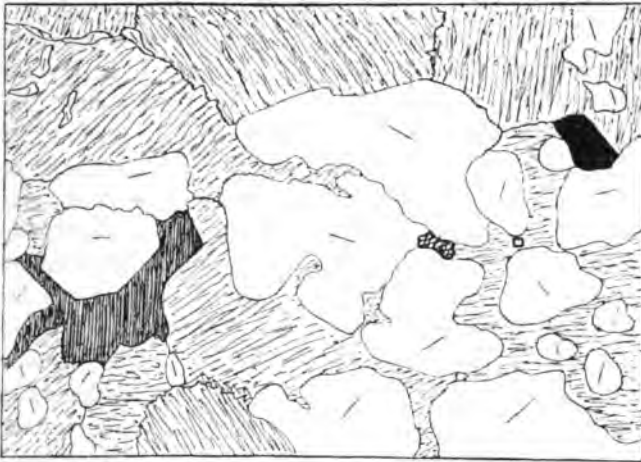


Fig. 8. Mikrostruktur eines graugrünen Ragundaer Rapakivigranits. Vergrösserung 10 : 1. Der Perthit ist gestrichelt, der Quarz weiss mit Orientierungslinien. Links eine Biotitpartie; rechts je ein Hornblende-, Zirkon- und Magnetitkorn. (Nach HÖGBOM.)

wickelt sind, als dass das Gegenteil eintritt.« Dieser Strukturzug wird durch Fig. 8 und Tafel 18, Fig. 11 veranschaulicht.

In dem Ragundamassiv kann man solche Granitvarietäten, die des makroskopisch hervortretenden Plagioklases fast vollständig entbehren, von denjenigen unterscheiden, die dieses Mineral in auffallender Menge enthalten. Ob ein Unterschied in chemischer Hinsicht mit diesem Wechsel verbunden ist oder ob der wechselnde Gehalt des Perthits an Plagioklas durch das mehr oder weniger reichliche Auftreten freier Plagioklaskörner kompensiert wird, hat nicht entschieden werden können, weil bis jetzt nur eine Analyse des Ragundagranits vorliegt. HÖGBOM fasst den Granit, den Syenit und die

diabasartigen Gesteine als Differentiationsprodukte eines und desselben Magmas auf, macht aber auch darauf aufmerksam, dass magmatische Resorptionen des Diabases und des Grundgebirgsgranits beim Hervorbrechen des Ragundagranits ziemlich allgemein vorgekommen sind. Die grosse Masse des Diabases ist nämlich von dem Granitmagma in grössere und kleinere Stücke gesplittert, die umgeschmolzen und teils vom Granit resorbiert worden sind. Ebenso wie FROSTERUS an den Grenzen der ostfinnländischen Rapakivimassive im grossen Ganzen zwei ungleichartige Kontakte fand, findet auch HÖGBOM im Rapakivigebiet teils solche Kontakte, an denen der Granit nach dem Grundgebirge hin durch eine quarzporphyrische Kontaktzone begrenzt wird, teils auch solche, an denen der Granit, ohne irgendwelche endogene Veränderungen zu zeigen, das ältere Gestein berührt.

Das Eruptivgebiet von Ragunda hat eine sehr interessante Tektonik, die von HÖGBOM als *lakkolithisch* bezeichnet worden ist. Die Eruptivmassive — es sind deren nämlich vielleicht mehrere zusammenhängende — bestehen aus buckeligen mehrere hundert Meter mächtigen Massen von grosser horizontaler Ausbreitung. Sie sind aus zwei flach horizontalen Decken zusammengesetzt, von denen die Untere aus Diabas und die obere aus Granit bestehen. HÖGBOM ist der Ansicht, dass einmal ein uhrglasförmiges Dach von archaischen Gesteinen diese Eruptive vollständig bedeckt hat. Diese wären alsdann als Lakkolithe aufzufassen, wiewohl sie beim Hervordringen nicht wie diese der Parallelstruktur der älteren Gesteine gefolgt sind. Die archaischen Gesteine dieser Gegenden nehmen nämlich wie im Grundgebirge gewöhnlich eine steile Lage ein, während das linsenförmige Massiv sich ungefähr horizontal ausdehnt. Wegen dieser Tatsachen wird die Eruptionsmechanik dieser Ragundalakkolithe noch schwerverständlicher als die vorher erörterten Fälle lakkolithisch auftretender Eruptivmassen. Bedeutend verständlicher würde die Tektonik dieses interessanten Gebietes sein, wenn man annehmen dürfte, dass die Ragundaer Eruptivformation *eine mächtige unregelmässige, aber im ganzen flach einfallende Gangbildung wäre*.

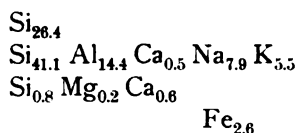
Ein *stehender* Gang von fast derselben Zusammensetzung wie das Ragundamassiv und von nur unbedeutend kleineren Dimensionen ist der von K. WINGE beschriebene grosse *Diabasgranitgang* von *Brefven in Nerike*.⁸⁰⁾ Die Eruptivmasse des Brefvenganges besteht jedoch grösstenteils aus einem grobkristallinen *Olivindiabas* und nur zum kleineren Teil aus einem granitischen Gestein. In unbedeutenden Mengen kommen auch intermediäre Gesteine von wechselnder Zusammensetzung vor, die nach HÖGBOM und WINGE mit den intermediären Typen des Ragundagebietes sehr gut übereinstimmen. Die Verteilung der einzelnen Gesteinstypen des Brefvenganges entspricht teilweise der Architektur der sog. gemischten Gänge. Das westliche Drittel des 30 km. langen Ganges ist

aber ausschliesslich von Diabas ausgefüllt und im Osten ist das granitische Gestein nach den salbändern hauptsächlich von den intermediären Gesteinen begrenzt.

Das granitische Gestein des Brefvenganges ist jedoch seiner Struktur nach ein Granitporphyr mit mikropegmatitischer Grundmasse und hauptsächlich nur aus Orthoklas, Plagioklas und Quarz zusammengesetzt. Die chemische Zusammensetzung geht aus der von K. WINGE ausgeführten Analyse hervor (17).

Die Analyse zeigt eine nahe Übereinstimmung mit sowohl dem Ragundagranit als auch mit dem Rapakivigranitporphyr von Rödön. Sein Gehalt an freiem Quarz ist jedoch etwas höher als bei diesen Gesteinen. Aus dieser Analyse wurde folgende Atomgruppierung berechnet:

17.



$$S = 0.39.$$

Der von HÖGBOM als postarchaisch bezeichnete⁶⁴⁾ *Granit von Strömsbro* unweit Gefle ist bisher noch nicht chemisch untersucht worden. Dem Äussern nach ähnelt dieses Gestein wegen seiner ziegelroten Farbe dem Rödögranit, ist aber recht bedeutend zerdrückt worden. Es verdient hervorgehoben werden, dass auch in der Nähe von diesem Granit grobkristallisierter Diabas (der Åsbytypus) auftritt.

Kalkgranit. Als Blöcke sind calcithaltige Granite an mehreren Stellen von Mittelschweden gefunden. Sie wurden zuerst von H. VON POST entdeckt⁷⁾, und sind seitdem von mehreren schwedischen Geologen beobachtet und erwähnt worden. TÖRNEBOHM hat die mikroskopische Beschaffenheit einiger Calcitgranite untersucht und diese Gesteine fest im Grundgebirge anstehend gefunden.¹²⁾ HÖGBOM ist der Ansicht, dass diejenigen Calcitgranite, die als Blöcke im nördlichen

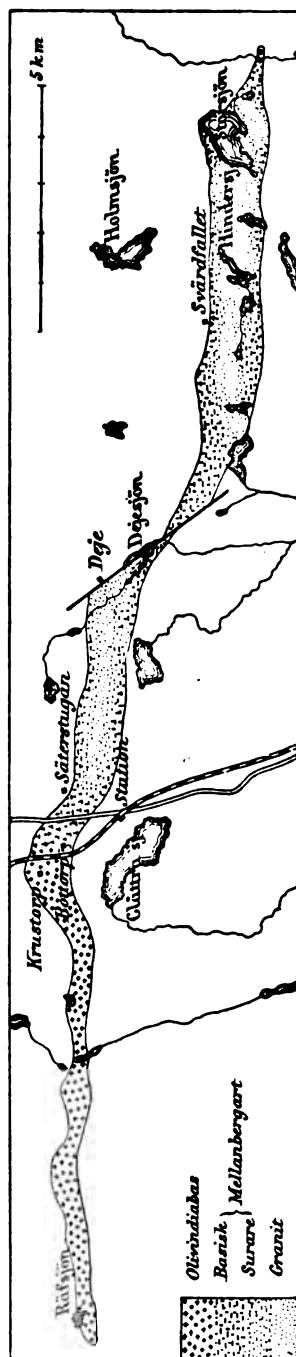


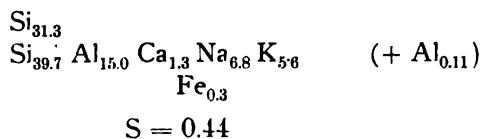
Fig. 9 Der Diabasgranitporphyry von Brefven (nach Winge).

Upland gefunden werden, möglicherweise ebenso wie der Strömsbrogranit zu den Ålandgraniten zu rechnen sind.⁶⁴⁾

II. Postsilurische rapakiviartige Granite.

Eine unverkennbare Ähnlichkeit besteht, wie HÖGBOM nachgewiesen hat,⁶⁴⁾ zwischen den granitischen und syenitischen Ragundagesteinen von Schweden einerseits und den entsprechenden Gesteinen der postsilurischen Eruptivserie des Kristianiafeldes in Norwegen andererseits. Das grosse Massiv, das sich vom Kristianiafjord aus den Drammenfjord einschliessend nördlich bis an den Tyrifjord erstreckt, enthält bekanntlich sowohl porphyrische als auch rein granitartige Gesteine, die eben dieselben Strukturen aufweisen, wie diejenigen, die die Rapakivigesteine von den Urgraniten unterscheiden. Die mattroten Farben, die Plagioklashüllen der Orthoklase, das reichliche Vorkommen von Mikropegmatit in den Porphyren, die häufige Idiomorphie des Quarzes sowohl gegen die Feldspate als auch gegen den Glimmer, die Perthitstruktur, der Reichtum des Feldspats an Interpositionen und die Abwesenheit von Deformationsstrukturen — alle diese Züge finden wir auch in den postsilurischen Granitgesteinen des Kristianiagebietes in ähnlicher Weise entwickelt wie in der algonkischen finnisch-schwedischen Rapakiviserie. Eine *chemische Analyse* eines sog. Granitits von Lier zwischen dem Gomerudfjeld und Tranby ist von BRÖGGER veröffentlicht.⁴⁷⁾ Die Analyse hat R. MAUZELIUS ausgeführt, (18). Aus dieser ergibt sich folgende Atomgruppierung:

18.



Die nahe Übereinstimmung in chemischen Hinsicht dieses Granites mit den Rapakivigraniten liegt auf der Hand. Wegen des hohen Gehaltes an Kieselsäure stimmt dieser Granit mit den Rapakivigraniten von Rödön und dem Viborggebiet überein.

Aus den bekannten Beschreibungen BRÖGGERs wissen wir, dass dieser sog. Granitit im Kristianiafelde geologisch als Lakkolith erscheint.

Die nahe Übereinstimmung der Zusammensetzung der rapakiviartigen Granite geht aus den Analysen 1—18 hervor. Die in geologischer Hinsicht vorherrschenden unter diesen Graniten scheinen, soweit wir jetzt urtei-

len können, solche zu sein, in denen die Oxyde RO eine sehr unbedeutende Rolle spielen und die infolgedessen als fast reine Alkalifeldspat-Quarz-Gesteine betrachtet werden können. Nach den Verhältnissen von Na_2O , K_2O und CaO ordnen sich dieselben in dem Analysendreieck von OSANN in einer Zone, die in sehr kurzem Abstand von der Na-K-Seite des Dreiecks verläuft (Tafel 9). Die hauptsächliche Variation der Zusammensetzung dieser Gesteine besteht also in dem schwankenden Verhältnis des Kalis zum Natron. Im Pyterlaksrapakivi bestehen $\frac{3}{10}$ der Alkaliatome aus Natrium, im Ragundagranit dagegen $\frac{9}{10}$. Daneben schwankt die Kieselsäure, wodurch der Aciditätskoeffizient für den Pyterlaksrapakivi, den Rödörapakivi, den Albitmikropegmatit und den Kristiania-»granitit« zwischen 0.44 und 0.48 und für den Rapakivigranitporphyr von Rödön, den Ragundagranit und den Brevengranit zwischen 0.33—0.39 schwankt.

Die Analysen 5—9 der kalkreicheren Rapakivigranite zeigen bedeutende Abweichungen von der Zusammensetzung der einfachen Typen. Diese Abweichungen erheischen zahlreichere Analysen, als bisher ausgeführt sind, um näher studiert werden zu können.

Granite mit Deformationsstrukturen.

Diejenigen Granite, die wegen ihrer Strukturbeschaffenheit zu dieser *petrographischen* Ordnung gerechnet werden können, verteilen sich auf zwei *geologische* Gruppen nämlich erstens die *postsilurische, in der skandinavischen Hochgebirgskette intrusiv auftretende*, und zweitens die *grosse archaische Gruppe*.

I. Hochgebirgsgranite (postsilurische).

Von diesen beiden tritt der postsilurische *Hochgebirgsgranit* hauptsächlich in den westlichen ausgeprägt metamorphischen Zonen der Gebirgskette auf, und findet sich also in den schwedischen Hochgebirgen nur in kleineren Mengen. Diese Granite sind im allgemeinen hellgraue Gesteine, die als Gänge oder kleinere Massive die Schieferformationen durchsetzen. Sowohl von norwegischen als auch von schwedischen Geologen werden sie oft als »der helle Granit« erwähnt und kommen allgemein nicht nur in den südlichen sondern auch in den nördlichen Gebieten des Kölen vor. Eine ausführliche Studie hat O. NORDENSKJÖLD den hellen die Sulitelma-Schieferformation durchsetzenden Graniten gewidmet.⁷¹⁾ Die auf HJ. SJÖGRENS Veranstaltung ausgeführten weitere Untersuchung dieser Granite haben die Auffassung O. NORDENSKJÖLDS, dass dieselben in Verbindung mit den Faltungsprozessen hervorgegangen sind, bestätigt.⁹⁴⁾ Sie dringen durch die obersten Abteilun-

gen der Schieferformation sowie durch die intrusiven Grünsteine hindurch und sind oft sehr kräftig druckmetamorphosiert. Andererseits scheint aus ihrem Auftreten gefolgert werden zu können, dass ihr Empordringen gleichzeitig mit den Faltungsbewegungen eingetroffen ist. Letztere dauerten aber noch nach der Eruptivperiode fort, und dadurch wurden die kräftigen regionalmetamorphischen Züge, welche meisten diesen Gesteinen eigen sind, erzeugt.

Auf Veranlassung und auf Kosten des Herrn Professor Hj. SJÖGREN sind zwei Analysen des Sulitmagranits (19, 20) von R. MAUZELIUS ausgeführt worden. Prof. SJÖGREN hat freundlichst erlaubt, diese noch nicht veröffentlichten Analysen hier einzufügen.

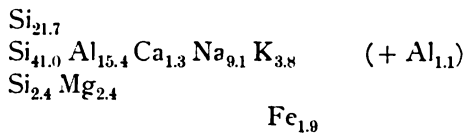
Die Aciditätskoeffizienten sind hier in derselben Weise wie voraus



Fig. 10. Heller Hochgebirgsgranit. Autotypie von einem Handstück in natürlicher Grösse.

berechnet. Es muss aber bemerkt werden, dass die jetzige mineralogische Beschaffenheit dieser beiden Gesteine nur sehr unvollständig den berechneten Atomgruppierungen (19, 20) entspricht:

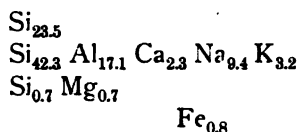
19.



$\text{Fe}_{1.9}$

$S = 0.33.$

20.



$$S = 0.35.$$

Die Granite, besonders 19, enthalten nämlich bedeutende Mengen Biotit und auch Zoisit. Der Wassergehalt ist auch in den beiden Proben höher, als es bei den Graniten gewöhnlich der Fall ist. Andererseits zeigen jedoch die Atomzahlen eine deutliche Übereinstimmung mit den weniger metamorphosierten Graniten, und es ist daher wahrscheinlich, dass auch dieses Granitmagma bei seiner Passage durch den Erstarrungspunkt dieselbe mineralische Zusammensetzung wie diese gehabt hat.

Von den Erstarrungsstrukturen zeigen diese Hochgebirgsgranite gewöhnlich keine deutlichen Überreste. Sie sind sehr stark deformiert und haben oft eine granulいた Struktur wie die sog. Magnetitgneisse (»Järn-gneis«) Schwedens. Ihre Struktur stimmt auch mit derjenigen der umgebenden Schiefergesteine überein, und hieraus ergibt sich die Bedeutung der Regionalmetamorphose bei der Strukturentwicklung dieser Granite. In den Quetschungszonen der metamorphischen Regionen sind die kataklastischen (Mylonit-) Strukturen vorherrschend, in den Verschiebungszonen tritt die charakteristische scheiben- oder linsenförmige Struktur des Protogingranits und in den sog. »metamorphischen Zonen« (d. h. eigentlich den Zonen der *intensivsten* Metamorphose) eine hochgradig entwickelte sekundäre Kristallinität hervor. Im allgemeinen dürfte die Regel gelten, dass *die hauptsächlich kataklastisch deformierten Granite makroskopisch wie flaserig schieferige Gesteine mit unklarer (mikroskopisch ungleichmässiger) Körnigkeit erscheinen und die am stärksten veränderten dagegen eine mehr körnige Parallelstruktur und ein gleichmässigeres (und mehr einfach konturiertes) Korn* haben. (Bild 16—19, Taf. 21, 22).

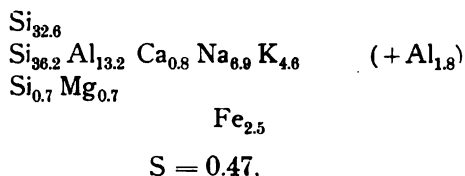
Unter den weniger stark veränderten Hochgebirgsgraniten kommen auch solche vor, die ihre ursprüngliche Struktur ziemlich gut bewahrt haben. Von den Granitmassiven von Merkenes und Nasafjäll in den lappländischen Hochgebirgen hat SVENONIUS Handstücke gesammelt, die makroskopisch dem gewöhnlichen hellen Granit dieser Gegenden sehr ähnlich sind, die sich jedoch bei mikroskopischer Untersuchung als mit dem Ragundagranit übereinstimmend erwiesen haben. Nur eine schwache Deformation des Molekularbaues der Quarzkörner tritt als undulöse Auslöschung zwischen gekr. Nic. im Mikroskop hervor.

Eine deutlich kataklastische Struktur, gewöhnlich mit einem makroskopisch sehr unklaren Korn und meistens dunklen Farben, kennzeichnet die *in den östlichen Randgebieten der Hochgebirge* auftretenden Granite. Dieselben sind von SVENONIUS und A. HAMBERG erwähnt und in ver-

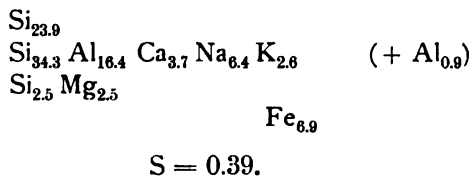
schiedener Weise gedeutet worden. SVENONIUS fasst diese Granite als postarchäische Intrusivgesteine auf. HAMBERG ist dagegen der Meinung, dass sie archaischen Alters sind. Weil die fraglichen Granite bisweilen den Grundgebirgsgraniten ähneln, erscheint die Auffassung HAMBERGS nicht unwahrscheinlich, besonders wenn man berücksichtigt, dass in diesen östlichen Zonen der Gebirgskette Überschiebungen in der Tektonik eine grosse Rolle spielen und dass durch solche Prozesse hier an vielen Orten archaische Bildungen in die Schieferformationen eingeschoben worden sind.

Die beiden Analysen 21 und 22 sind von H. SANTESSON ausgeführt, nämlich 21 von einem massigen grauen Granit aus Pälnotjåkko, im Kirchspiel Kvikkjokk und 22 von einem grauen feinkörnigen Granit von Måskotjåkko in demselben Bezirk. Aus den Analysen 21 und 22 wurden folgende Atomgruppierungen berechnet:

21.



22.



Im nördlichsten Fennland tritt nach A. E. TÖRNEBOHM inmitten der Hochgebirgsformation ein Granit auf, der sich wegen seiner Kontakte gegen die silurischen Schiefer als postsilurisch erweist. Dieser sog. *Oldengranit* bildet ein paar bedeutende Massive und wird als ein im allgemeinen grauer oder rötlicher, ziemlich grober, gleichkörniger, bisweilen etwas flaseriger *Biotitgranit* beschrieben. Er steht nach Westen in Kontakt mit einem (archaischen) Porphyry und zeigt alsdann selbst porphyrische Ausbildung.

II. Die archaischen Granite.

Die archaischen Granite bilden die weitaus grössten aller fennoskanischen Granitgruppen. Nach den Auffassungen, die SEDERHOLM und HÖGBOM geltend gemacht haben, könnten alle diese Granite als metamor-

phisch bezeichnet werden, aber diese metamorphische Entwicklung wechselt hinsichtlich der Grade und der Art innerhalb der weitesten Grenzen. Nicht so wenige Urgranite,¹ zeigen die allergrösste strukturelle Ähnlichkeit mit den unmetamorphosierten (»postarchäischen«) Graniten. Dies trifft beispielsweise bei einem Granit ein, der in dem Lappländischen Grundgebirge ein paar Kilometer östlich von der Eisenerzlagerstätte von Ekströmsberg (Pidjastjåtkko) im Kirchspiel Gellivara auftritt. Handstücke dieses Granits zeigen ein mittel- bis feinkörniges Gestein von braungefärbtem Feldspat und hellgrauem Quarz. Unter dem Mikroskope treten mit grosser Deutlichkeit dieselben Strukturzüge hervor, die den postarchäischen Ragundagranit charakterisieren, nur mit dem Unterschied, dass der Quarz kräftig undulöse Auslöschung und auch eine durch Deformation schwach veränderte Konturierung der Körner besitzt. (Taf. 19, Fig. 12, 13). Die Idiomorphie der Quarzkörner war jedoch noch deutlich in den Handstücken zu sehen, die von einer westlich von dem Berge Saivorova gelegenen Höhe stammen. In Juovavarats, 13 km. weiter westlich, steht dagegen ein Granit von ähnlichem Äusseren und mikroskopisch zermalmt Korn fest an. Dieser scheint ein Gestein von derselben ursprünglichen Beschaffenheit wie der Granit von Saivorova gewesen zu sein, aber eine durchgreifende Kataklaststruktur hat die primären Strukturzüge fast vollständig verwischt. Doch konnte noch die idiomorphe Konturierung der Quarzkörner mikroskopisch beobachtet werden, wenn auch die Körner selbst fast vollständig granuliert sind. (Taf. 20, Fig. 14, 15).

In der folgenden Übersicht der schwedischen archäischen Granite wird die Reihenfolge, in der diese Gesteine nach der von der schwedischen geologischen Landesanstalt im Jahre 1901 herausgegebenen Gesteinskarte¹⁰⁴⁾ zu einander stehen, festgehalten. In den Altersgruppen dieser Übersichtskarte werden die verschiedenen Granite nach ihrem Vorkommen von Süden nach Norden (Schonen bis Lappland) aufgezählt. Die geologische Übersichtskarte des Gebirgsgrundes von Schweden (vom Jahre 1901) stellt bekanntlich archäische Granite von vier verschiedenen Altersgruppen dar. Von diesen gehört die älteste Gruppe zu der grossen Abteilung der älteren Gneissformation, die wiewohl ohne endgültige Beweise, für älter als der grosse Komplex von Effusivgesteinen, Sedimentgesteinen und metamorphischen Schiefen, den man *die Abteilung der Porphyre und Hälleflintgneisse*

¹ Als der Verfasser im Jahre 1899⁸⁹⁾ die Rapakivigesteine von Rödön beschrieb, wurde der petrographische Kontrast der archäischen und der postarchäischen Gesteine *zu stark* betont. Später habe ich nämlich gefunden, dass, wenn man die *Hauptzüge* der Struktur des Granits beachtet und bei den archäischen Graniten die durch die Metamorphose hervorgebrachten Veränderungen abrechnet, dann in vielen Fällen eine auffallende Übereinstimmung zwischen den genannten Gruppen zum Vorschein kommt. Daneben lernte ich einige mehr seltene archäische Granite kennen, die sich durch nur sehr unbedeutende, zweifelsohne sekundäre Strukturzüge von den Rapakivigraniten unterscheiden.

genannt hat, gehalten worden ist. Jünger als diese Abteilung sind die drei übrigen Granitgruppen: I) die Upsala—Sala-Granitgruppe II) die Filipstad—Wexjö-Gruppe und III) die Stockholm—Bohus-Gruppe. Diese Alters-einteilung, die hauptsächlich von A. E. TÖRNEBOHM herrührt, ruht auf Beobachtungen über die Beschaffenheit der Kontakte der betreffenden Granite. Die Gruppe I zeigt seltener unzweideutige Eruptivkontakte gegen die Porphyre und Hälleflintgneisse. Die Granite der Gruppe II zeigen dagegen auffallendere Eruptivcharaktere längs den Kontakten gegen die Hälleflintgneiss-Porphyrformation. Zu der jüngsten Granitgruppe (III) werden solche klein-, mittel- und grobkörnige Granite gerechnet, die wegen ihrer im Verhältnis zu allen anderen archaischen Gesteinen, mit denen sie in Kontakt stehen, deutlich durchgreifenden Lagerung unzweifelhaft jünger als diese sein müssen. Bis zu welchem Grade tektonische Verhältnisse oder sekundäre (metamorphische) Vorgänge die Kontakte, besonders die der ältesten Granitgruppe, beeinflusst haben können, ist ein bis jetzt noch nicht näher behandeltes Problem.

I. Durchbrechende archaische Granite.

Diese Granite sind schon längst von den übrigen archaischen Graniten ausgeschieden worden. Als Typus galt der Stockholmgranit, unter welchem Namen in älteren geologischen Beschreibungen auch andere Granite, die wie der eigentliche Stockholmgranit, Bruchstücke älterer Gesteine in reichlicher Menge enthielten, verstanden wurden. TÖRNEBOHM bezeichnet in seinem wichtigen Werke über den Gebirgsgrund von Mittelschweden²⁰⁾ dieselben auch als *jüngere Granite*, eine Bezeichnung, die aber später von anderen Verfassern auch in dem Sinne von postarchaischen Granit gebraucht worden ist.

In den Küstengebieten von Blekinge im südlichsten Schweden kommen durchbrechende Granite von recht verschiedener Beschaffenheit vor. Sie sind unter den Bezeichnungen *Augengranit* (Karlshamngranit, Jemshöggranit, Långasjögranit), *kleinkörniger Granit* (Halengranit, Spinkamålagranit), bekannt.^{84, 98)} Die *durchbrechenden Augengranite* von Blekinge werden als rötliche, selten graue, grob-, bisweilen mittelkörnige Biotitgranite beschrieben. Sie sind bald vollkommen massige, aber mikrokataklastische Strukturen zeigende Gesteine, bald zeichnen sie sich auch durch makroskopische Deformationszüge aus. Sie enthalten Bruchstücke von Gneiss, und sind von feinkörnigem Granit und Pegmatit durchdrungen. Drei chemische Analysen sind im Laboratorium der Geol. Landesanstalt von H. SANTES-SON ausgeführt.

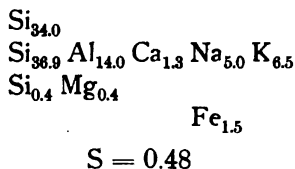
23. *Augengranit*, »Karlshamngranit«. Bei der Eisenbahnstation Härsjön im Kirchspiel Ronneby.

24. *Augengranit*, »Långasjögranit». Beim Dorfe Stångsmåla im Kirchspiel Eringsboda.

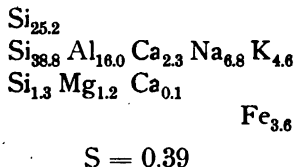
25. *Augengranit*. Möllenäs, Kirchspiel Ronneby.

Von diesen ist 23 ein an dunklen Mineralen sehr armer Granit, zusammengesetzt aus blassroten ziemlich klaren Mikroklinkristallen von ungefähr 20 mm. Durchmesser, kleineren, deutlich hervortretenden Körnern von Plagioklas- und kleinen grauen oder violetten, bisweilen dunklen Quarzkörnern. 24 ähnelt dem folgenden, zeigt aber eine völlig entwickelte Kataklasstruktur (Mörtelstruktur). 25 ist ein sehr grobkristallinischer blassroter Granit — der Diameter der Kalifeldspatkristalle erreicht in den Durchschnitten 40 mm. — sehr reich an Plagioklaskörnern. Biotit kommt als flaserige Aggregate vor, der Quarz ist weiss, feingranuliert (kataklastisch). Folgende Atomgruppierungen sind berechnet worden:

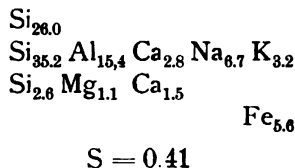
23.



24.



25.



Die kleinkörnigen, durchbrechenden Granite von Blekinge, *Halengranit*, *Spinkamålagranit* sind blassrote oder graue, Biotitführende Granite von massiger Struktur und mit nur kleinen Mengen dunkler Minerale. Wegen der Ausbildung des Mikroklin zu verhältnismässig grossen tafelförmigen Kristallkörnern haben auch diese Granite ein »porphyrisches Aussehen». Eine wahre Porphystruktur liegt aber, wie auch BÄCKSTRÖM hervorgehoben hat⁸¹⁾, nicht vor. Die *Mikrostruktur* ist durch die eigentümlichen Strukturzüge, die als »quartz de Corrosion» und »quartz vermiculé» bekannt

sind, charakterisirt.^{16 17)} Unter dem ersteren Ausdruck sind *zwei* verschiedene Strukturzüge zusammengefasst, nämlich teils die interessante wellenförmige Konturierung der Gesteinskörner, die besonders deutlich in den Quarz-Mikroklinfugen hervortritt, teils das Vorkommen zahlreicher kleiner, gerundeter Quarzeinschlüsse im Feldspat. Von diesen ist die wellenförmige Konturierung keineswegs als »unregelmässig« zu bezeichnen. Sie zeigt sich nämlich wegen der Reinheit der Konturlinien und ihres ebenen Verlaufes, besonders aber dadurch streng regelmässig, dass *die schärferen Biegungen der Fugenlinie immer demselben Mineral zugewandt sind*. Die Konturlinie zwischen Mikroklin und Quarz macht also immer schärfere Einbuchtungen gegen den Quarz als gegen den Mikroklin. Mit anderen Worten: Die Zipfel, die der Mikroklin gegen den Quarz einschiebt, sind stets mehr zugespitzt als diejenigen, die gleichzeitig von dem Quarz in den Mikroklin hineinzuschiessen scheinen.¹¹⁰⁾ (Taf. 15, Fig. 5).

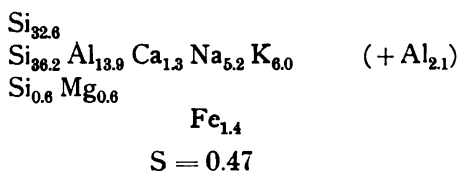
Als »quartz vermiculé« oder besser *Myrmekit* bezeichnet man bekanntlich das eigentümliche mikropegmatitähnliche *Zusammenwachsen von Quarz und Plagioklas*, die sich als blumenkohlähnliche Aggregate aus den Fugen der grösseren Körner hier und da in den Mikroklin verbreitet. (Taf. 17, Fig. 10).

Alle diese Strukturzüge sind dem Granit und Gneiss der metamorphischen Gebiete eigen,¹ und sie kommen in ganz unmetamorphosierten Graniten nicht vor.

Wegen des Vorherrschens metamorphischer Strukturen ist deutliche idiomorphe Entwicklung der Gemengteile bei diesen Graniten selten zu sehen. Die wegen ihrer Grösse hervortretenden Mikroklinkristalle sind nicht selten sowohl gegen Plagioklas wie gegen Quarz allotriomorph begrenzt. Eine wichtige Eigenschaft ist die Reinheit der Mikroklinkristalle und das Zurücktreten der perthitischen Plagioklaslamellen bei diesen Graniten.

Die chemische Zusammensetzung des Halengranits ergibt sich aus der von H. SANTESSON ausgeführten Analyse 26. Aus derselben wurde folgende Atomgruppierung berechnet:

26.



Die Übereinstimmung, welche zwischen dem feinkörnigen Halengranit und dem grobkristallinen Karlshamngranit besteht (Analysen 23 und

¹ Auch im Glimmerschiefer der Hochgebirge kommen, jedoch sehr selten, ähnliche, aber schwächer entwickelte Strukturen vor.

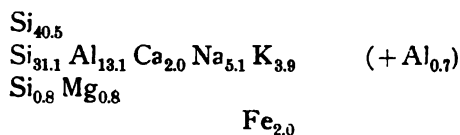
26), spricht dafür, dass diese, auch geologisch verknüpften Gesteine demselben Magma entstammen.

Die mineralische Zusammensetzung des Halengranits hat BÄCKSTRÖM auf Grundlage der angeführten Analyse 26 berechnet (Vergl. Seite 93).

Die durchbrechenden feinkörnigen und grobkörnigen Granite von Blekinge nehmen wegen ihrer petrographischen Eigenschaften und geologischen Verhältnisse eine Zwischenstellung unter den schwedischen Urgraniten ein. Zwar schliessen sie sich den übrigen durchbrechenden Urgraniten und besonders dem groben Örebrogranit und dem feinkörnigen Bohusgranit-typus recht nahe an, zeigen aber ausserdem auch eine unverkennbare Annäherung an die groben Gneissgranite und die feinkörnigen, in den Grenzgebieten der sog. Järngneissformation auftretenden Lagerganggranite. Letztere können von den gleichkörnigen, nur schwach oder nicht deutlich parallelstruirtten Gesteinen, welche in Schweden in dem Namen roter »Järngneis« einbegriffen sind, petrographisch kaum unterschieden werden. Der Erhaltungszustand dieser Blekinger Granite ist daher nicht nur durch die magmatische Erstarrung, sondern auch durch die späteren metamorphen Prozesse bedingt.

In den übrigen südostschwedischen Grundgebirgsgebieten kommen nach der auf der Übersichtskarte vom Jahre 1901 ausgedrückten Anschauung die jüngsten Granite nur in sehr geringen Mengen vor. Die auf der Karte dominierenden Granitmassive von Småland und Östergötland werden also zu der zweitältesten Granitgruppe gezählt. In *Småland* ist nur das kleine Massiv am See Götemaren zwischen Oskarshamn und Westervik als »jüngerer Granit« bezeichnet. In den meisten der bisher erschienenen geologischen Sektionserläuterungen von Småland, namentlich Glimåkra, Huseby, Lenhofda, Lessebo und Wexjö, wird aber das Vorkommen feinkörniger Granite als Gänge und kleine Massive erwähnt, deren Kontakte angeben, dass sie jünger als alle übrigen Granite sind.

So bespricht HUMMEL in den Erläuterungen zu den Blättern Huseby und Wexjö einen grauen feinkörnigen Granit, der als Gänge sowohl andere Granite als auch Gneiss und Hälleflinta durchdringt. Die Kieselsäurebestimmung eines solchen Granits aus dem Kirchspiel Öja von H. SANTESSON ergab 73.63 % SiO_2 und zeigt somit einen reinen Granit an. Die Analyse 27 hat H. SANTESSON mit der Probe eines im Kirchspiel Öja, Blatt Huseby, nahe an der Kirche fest anstehenden feinkörnigen Granits ausgeführt. Die Berechnung dieser Analyse ergab die Atomgruppierung:



$$S = 0.56$$

Makroskopisch und mikroskopisch stimmt dieses Gestein mit den sog. jüngeren Graniten überein. Spuren metamorphischer Einflüsse sind mikroskopisch deutlich wahrnehmbar. Der Quarz ist in kleine Körner zerfallen. Eine Parallelstruktur tritt auch unter dem Mikroskop hervor. Myrmekit ist sehr gewöhnlich. Die Konturierung der Gemengteile verläuft aber einfach und klar, nicht zackig wie bei den nur zermalmtten Gesteinen.

In *Östergötland* scheint das Grundgebirge durch ähnliche Charaktere wie in den Küstengebieten von Blekinge gekennzeichnet zu sein. Hälleflintgneisse vertreten die Porphyrgesteine, und grobe Gneissgesteine kommen als grosse Massen vor. In dem von A. E. TÖRNEBOHM kartierten und geschilderten, Kupfererze führenden Åtvidaberg—Bersbogegebiete finden wir einen Granit von den Charakteren der durchbrechenden Urgranite.³³⁾ Dies ist der sog. *Ristengranit*, ein nach TÖRNEBOHM gewöhnlich rötlicher, bisweilen aber grauer, klein- bis mittelkörniger Granit. Er zeigt nicht selten spärlich eingestreute Feldspatkörner von 3 bis 5 mm. Länge; er enthält Biotit, aber keine Hornblende. Seine Struktur ist meistens völlig massig, kann aber auch parallelfaserig werden. Durch Untersuchung von Handstücken dieses Granits habe ich gefunden, dass derselbe bisweilen eine (sekundäre) Strukturentwicklung zeigt, welche als doppelte Kornstruktur bezeichnet werden könnte, eine Erscheinung, deren Vorhandensein (wiewohl nicht im Ristengranit) schon in der citierten Arbeit von TÖRNEBOHM klar erkannt, aber nicht gedeutet wurde.

Das grosse Gneissterritorium in *Södermanland*, zu dem wegen der ähnlichen geologischen Beschaffenheit auch angrenzende Gebiete von Östergötland und Uppland gerechnet werden können, besteht zum grössten Teil aus sog. Sörmlandgneiss, einem granatführenden, grauen Paragneiss. Obgleich auf den geologischen Sektionsblättern unter dem Namen »Sörmlandgneiss« auch Gesteine von ganz anderer Beschaffenheit (Orthogneisse) aufgeführt worden sind, scheint dieser doch im grossen Ganzen als ein gewaltiger Komplex unzweifelhafter Sedimentgneisse bezeichnet werden zu müssen. Diese Gneisse enthalten nur wenige wahre Massive von Granit, sind aber teilweise ganz von Pegmatit oder Granit, durchwoben. Letzterer, der sog. *Stockholmgranit* tritt als zahlreiche Gangmassen in Södermanland und Uppland auf. Es ist ein klein-bis mittelkörniger, gewöhnlich grauer, bisweilen aber rötlicher gleichkörniger Biotitgranit. Die Struktur ist massig, seltener etwas flaserig. An den Gneisskontakten ist auch eine fluidale Parallelstruktur zu beobachten.³⁴⁾ Das Vorkommen eingeschlossener Bruchstücke ist überall in diesem Granit eine hervortretende Erscheinung. Die

Bruchstücke bestehen gewöhnlich aus bekannten Varietäten des Sörmlandgneisses. Von grossem Interesse ist die schon von TÖRNEBOHM (Mell. Sveriges Bergsslag, VII. Seite 37) beobachtete Tatsache, dass diese oft scharfeckigen Gneissbruchstücke von Pegmatit geädert und auch sonst von derselben Beschaffenheit wie dieser Gneiss in seinen eigenen Gebieten sind. Hieraus folgt, dass der Gneiss schon seine metamorphische Entwicklung vor dem Hervordringen des Stockholmgranits erhalten hatte. E. ERDMANN, TÖRNEBOHM und W. C. BRÖGGER haben hervorgehoben, dass auch Gänge von Pegmatit und Granit auftreten, die den Stockholmgranit durchsetzen und also *jünger* als dieser sind.

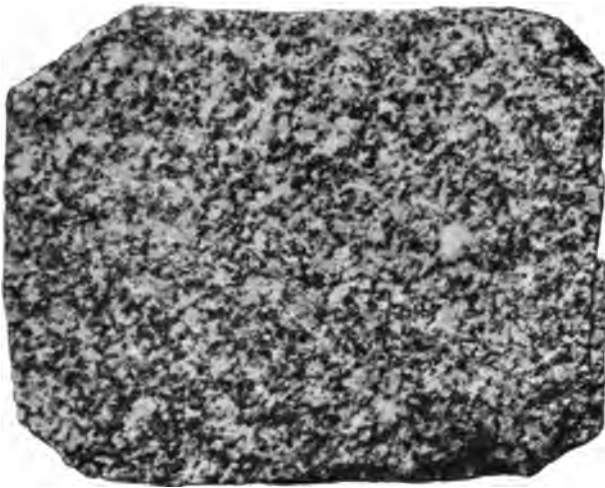


Fig. 11. Stockholmgranit. Autotypie nach einem Handstück in natürlicher Grösse.

Die *mikroskopische* Beschaffenheit des Stockholmgranits ist nach TÖRNEBOHM durch die Anwesenheit von dunkelbraunem Glimmer, weissem glasigem Quarz, Orthoklas (oder Mikroklin) sowie Oligoklas charakterisiert. Die Mikrostruktur ist von BRÖGGER untersucht worden. Er lenkt die Aufmerksamkeit auf die zahlreichen und deutlichen Einflüsse von Druckprozessen, welche in der Mikrostruktur des Stockholmgranits zu finden sind. Zu dem, was über die Mikroskopie des Stockholmgranits also schon bekannt geworden ist, sind hier noch einige Züge hinzuzufügen. Die nur spärlichen perthitischen Einlagerungen im Mikroklin, die unebenen zipfelförmigen Formen der Gemengteile und das Vorkommen von Myrmekit deuten metamorphische Prozesse an. Bisweilen ist im Stockholmgranit auch *Mikropegmatit* zu sehen. Dieser Mikropegmatit ist zwar der gewöhnlichen Implikation der Porphyrgesteine ziemlich unähnlich, ist aber wie dieser von Kalifeldspat und Quarz zusammengesetzt. Seine Struktur zeigt jedoch

mehr gerundete Formen, und das Implikationsgewebe ist im Ganzen gröber struiert und einfacher als das des typischen Mikropegmatits. Am meisten gleichen die Mikropegmatitdurchwachsungen im Stockholmgranit dem durch metamorphische Prozesse umgestalteten Mikropegmatit, der in den Granitporphyren Smålands vorzukommen pflegt. Bisweilen findet man auch in dem Stockholmgranit wie in den letzteren die Randzonen der Mikroklinen mit parallelorientierten Körnern oder Stengeln von Quarz gespickt.

Die mechanische Deformation der Gesteinskörner ist eine sehr bedeutende. Oft sieht man zwischen den Feldspaten die Quarzkörner eingeklemmt und gequetscht sitzen. Die Deformation hat auch zahlreiche Bruchstrukturen, aber keine wahre Kataklas- oder Mörtelstruktur hervorgerufen. Makroskopisch scheint die Struktur gewöhnlich durchaus massig, ohne irgendwelche Deformationen, was bei der so stark entwickelten Mikrodeformation schwer zu erklären ist.

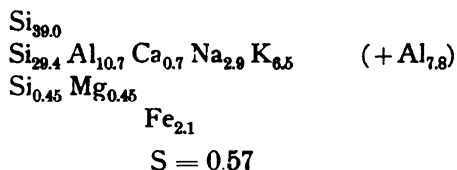
Der Stockholmgranit kommt bisweilen mit rötlicher Färbung vor. Von diesem Typus gibt es zwei verschiedene Varietäten. Teils kann die rote Farbe wie TÖRNEBOHM schreibt,²³⁾ eine Folge der Verwitterung sein, teils ist sie an die kleinen braunroten Interpositionen der Fältspate gebunden und scheint alsdann dem Gestein als primäre Eigenschaft zu gehören. In diesem Falle tritt das rote Pigment in zweierlei Weise auf. In den zentralen Teilen des Stockholmer Massivs ist nämlich die blassrote Farbe des Granits durch eine kleine Menge von in den Mikroklinkristallen enthaltenem braunrotem Pigment verursacht. In dieser Weise kommt auch im allgemeinen die rote Farbe der Granite vor. Anders verhält sich die Färbung eines blassroten Stockholmgranits, der in der Sektion Hörningsholm, im mittleren Södermanland, vorkommt. In diesem gehört nämlich das Pigment nicht zu den Mikroklinen, sondern ist in einem interpositionsreichen, offenbar sehr umgewandelten und mit Myrmekit verbundenen Plagioklas, der als kleine Kristallkörner den grösseren klareren Mikroklinkristallen zwischenlagert, eingeschlossen.

Sehr interessant ist die Varietät des Stockholmgranits, die als *der Kugelgranit von Vasastaden* in Stockholm bekannt geworden ist.²⁴⁾

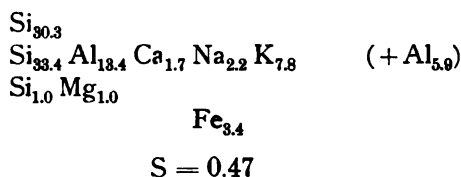
Von dem Stockholmgranit ist eine verhältnismässig grosse Anzahl chemischer Analysen ausgeführt worden. Obwohl dieselben aus verschiedenen Perioden der geologischen Forschung Schwedens stammen, für verschiedene Zwecke und aus Proben von allen Teilen des Massivs ausgeführt sind, zeigen sie doch eine auffallende Übereinstimmung.

Leider sind nicht alle diese Analysen vollständig. Von den in den Erläuterungen zur Sektion Hörningsholm angeführten 6 Analysen von STOLPE ermangeln die vier 28, 29, 30, 31 der Alkalibestimmungen. Die beiden übrigen: 32 ein Stockholmgranit von Nälje, im Kirchspiel Kattnäs, und 33 von Hälltorp, im Kirchspiel Vårdinge, geben folgende Atomgruppierungen

32.

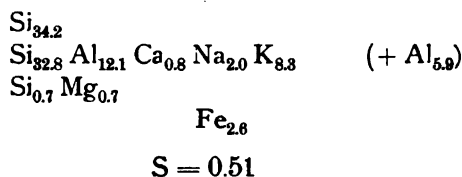


33.

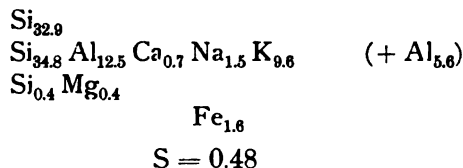


Von dem in der Sektion »Rydboholm« nördlich von Stockholm vorkommenden *roten* Stockholmgranit hat E. ERDMANN zwei Analysen ausgeführt. Die eine derselben, 34, war mit einer Probe aus Räckstad, die andere 35 mit einer aus Ensta ausgeführt.

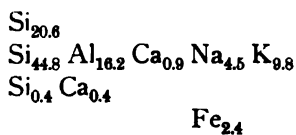
34.



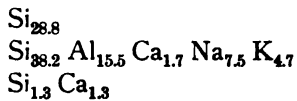
35.



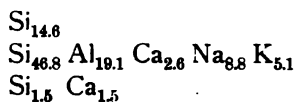
Für seine chemische Untersuchung des Kugelgranits von Vasastaden, Stockholm, führte H. BÄCKSTRÖM³⁹⁾ 3 Analysen aus, nämlich von dem umgebenden grauen feinkörnigen Stockholmgranit selbst 36, von dem Kern eines Kugels 37 und von deren äusseren Zone 38. Diese drei Analysen geben:

36.

$$S = 0.31$$

37.

$$S = 0.42$$

38.

$$S = 0.23$$

Schliesslich hat in den jüngstverflossenen Jahren R. MAUZELIUS im Laboratorium der Schwed. Geol. Landesanstalt noch 4 Analysen des Stockholmgranits ausgeführt. Die Proben stammten:

39 aus Svalnäs im Kirchspiel Danderyd, Geol. Blatt Rydboholm

40 aus Alby im Kirchspiel Solna, Blatt Stockholm

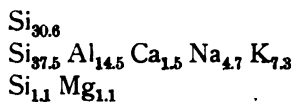
41 aus Edeby im Kirchspiel Skå, Blatt Stockholm

42 aus dem Stadtteil Vasastaden von Stockholm.

Die Atomgruppierungen dieser 4 Analysen sind:

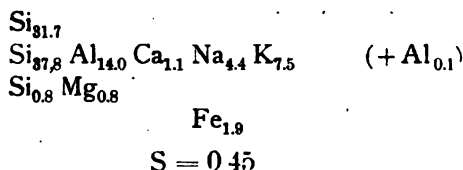
39.

$$S = 0.45$$

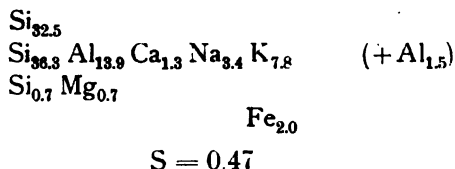
40.

$$S = 0.44$$

41.



42.



Aus diesen Zahlen ergibt sich zuerst, dass der Stockholmgranit ein ausgeprägter *Kaligranit* ist. $\frac{2}{3}$ bis $\frac{3}{4}$ aller Alkalimetallatome dieses Granits sind Kaliumatome. *Kein anderer schwedischer Granit enthält soviel Kali im Verhältnis zum Natron wie dieser.*¹ Die kleinen Zahlen für Mg, Ca und Fe stellen den Stockholmgranit an die Seite der Granite von einfachster Zusammensetzung, welche nur kleine Mengen dunkler Minerale enthalten. In dieser Hinsicht stimmt der Stockholmgranit mit dem Halengranit gut überein. Die Berechnungen zeigen auch, dass beinahe die Hälfte der Si-Atome im Quarz gebunden sind, die andere Hälfte gehört zum Feldspat, und nur wenige Si-Atome zu den dunklen Mineralen.

Bemerkenswert ist der Überschuss an Thonerde, der in der Mehrzahl der Analysen vorhanden zu sein scheint. In der Analyse 32 sind sogar 7.8 Atome Al nach der Berechnung der Feldspate übrig. Eine völlig befriedigende Erklärung dieser Tatsachen kann vorläufig nicht gegeben werden. Zwar enthält der Stockholmgranit regelmässig ein wenig Chlorit mit dem Biotit verwachsen, und die starke Trübung der Plagioklase könnte auch diesen Überschuss von Al einigermaßen erklären. Doch dürften diese Tatsachen nicht für die Erklärung der grossen Al-Überschüsse genügen.

Hinsichtlich der erwähnten Regelmässigkeit in der chemischen Zusammensetzung des Stockholmgranits weicht der Kugelgranit ab. Freilich fand BÄCKSTRÖM in dem die Kugeln umgebenden Granit auch einen stark überwiegenden Kaligehalt, die Summe der Alkalien ist aber abnorm hoch, und somit erreicht der Aciditätskoeffizient nur 0.31 statt 0.45—0.50. Der Kern der analysierten Kugel und ihre äusserste, weisse, homogene Randzone zeigen eine natrongranitische und natronsyenitische Zusammensetzung. Eine Veränderung des Verhältnisses der Alkalien zu einander begegnet

¹ Der sog. *Mikrohltingranit* von Söderö, Wänö in Finnland, der von BERGHELL analysiert wurde (Finl. Geol. Und. Bl. 22 u. 24) scheint ähnlicher chemischer Natur zu sein.

also hier und ist um so auffallender, da die Grenze zwischen dem abnorm *kalireichen* umgebenden Granit und der *natronreichen* äusseren Zone der Kugel in Handstücken durchaus scharf verläuft. (Fig. 12).

Der Gegensatz zwischen dem Kern und der Schale des Kugels liegt hauptsächlich in dem Gehalt an Kieselsäure. Der Kern hat die Zusammensetzung eines ziemlich kalkreichen Natrongranits und die äussere Zone die eines Quarzsyenitaplots. Zwischen diesen beiden scheint in den Handstücken dagegen offenbar ein Übergang vorzuliegen.

Die Beschaffenheit des Kernes schwankt sehr. Bald hat er eine pegmatitische bald eine glimmergneissartige Zusammensetzung. Auch der umgebende Granit zeigt Schwankungen seiner petrographischen Entwick-



Fig. 12. Kugelgranit von Wasastaden in Stockholm. Die Kugeln haben eine durchschnittliche Länge von ungefähr 15 cm.

lung. Im Stockholmgranit sind grosse Mengen von Bruchstücken eines pegmatitintrudierten glimmerreichen Gneisses in der unmittelbaren Umgebung der Kugelgranitbildungen eingeschlossen. Diese Tatsachen scheinen mir für den Kugelgranit von Stockholm eine ähnliche Erklärung, zu fordern, wie sie FROSTERUS⁶⁹⁾ für den Virviker Kugelgranit angenommen hat, d. h. er muss durch Umschmelzen von Bruchstücken entstanden sein. Die bis jetzt ausgeführten Analysen sind aber für eine nähere Prüfung dieser Auffassung nicht hinreichend.

Das südwest-schwedische Grundgebirgsgebiet enthält nach der Übersichtskarte (von 1901 S. G. U.) nur ein Vorkommen von durchbrechendem

oder »jüngstem Grundgebirgsgranit«. Es ist dies der sog. *Bohusgranit* (Bohuslängranit, Lysekilgranit, Strömstadgranit, Fredrikshaldgranit), der sich als ein Massiv von 120 km. Länge und 15 bis 20 km. Breite längs der bohuslänischen Küste von Lysekil bis in das südwestliche Norwegen hinein erstreckt. Der Bohusgranit wechselt hinsichtlich seiner makroskopischen Charaktere nicht unbedeutend. Doch ist er immer ein heller biotitführender Granit, gewöhnlich grau oder rötlich, arm an dunklen Mineralen. Er ist immer durch sein »scharfkristallinisches«,¹ klares und homogenes Korn ausgezeichnet. Gewöhnlich ist dieser Granit fein- bis feinkörnig, aber mittel- bis ziemlich grobkörnige Varietäten kommen auch vor. Die Struktur ist entschieden massig, meistens gleichkörnig; es giebt aber

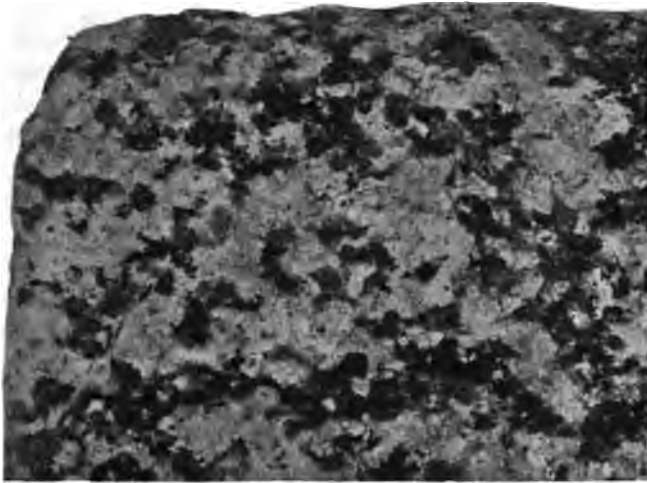


Fig. 13. Mittलगrobkörniger Bohusgranit aus dem Gegend von Lysekil. Autotypie nach einem Handstück. Nat. Grösse. Der Quarz ist dunkel, der Feldspat grau.

auch Typen,, in denen die Mikroklinkristalle wegen ihrer Grösse und roten Farbe gegen die übrigen grauen und feinkörnigen Minerale des Gesteins hervortreten. Man findet auch mittelkörnige Varietäten von grauer oder gewöhnlich blassroter Farbe, in denen die Gemengteile in ähnlicher Weise wie in den Plagioklasarmen Rapakivigraniten angeordnet sind. Es sind Perthit-Quarzgesteine, die nur sehr unbedeutende Mengen von dunklen Mineralen enthalten. Ein solches Gestein ist der in dem geologischen Kartenblatt Uddevalla (Seite 30) erwähnte Granit von Buholmen, auch *Gåsögranit* genannt. In diesem Granit besteht der Quarz aus idiomorphen

¹ Dieser von TÖRNEBOHM eingeführte, sehr brauchbare Ausdruck bezieht sich, auf die beim Anföhlen sandsteinähnliche Beschaffenheit solcher Gesteine (wie z. B. Magnetitgneisse), die aus gleichmässigen kleinen Körnern mit einfachen Konturen bestehen.

Kristallkörnern von dunkler Rauchfarbe, die in den Rändern mattroter Orthoklaskristalle von 10—20 mm Durchmesser sitzen.

Parallelstruktur ist bisweilen in dem Bohusgranit zu sehen. Diese Struktur wird in den geologischen Sektionserläuterungen¹ als Fluidalstruktur erklärt.

Geologisch zeigt dieser Granit immer deutliche Eruptivkontakte. An seinen Grenzen gegen den Gneiss dringt er in diesen als Gänge und Lagergänge hinein. Zahlreiche Bruchstücke des umgebenden Gneisses kommen oft vor, und auch grosse inselähnliche Partien von Gneiss liegen in dem Granit eingeschlossen. Gneisslager ruhen bisweilen lakkolithähnlich über Granit, und in anderen Fällen kommen sie unter wegerodierten Decken von Granit zum Vorschein.

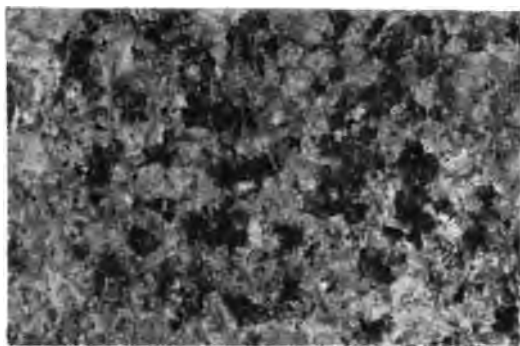


Fig. 14. Roter mittelgrobkörniger Bohusgranit, sog. Gåsögranit, aus der Gegend von Lysekil. Autotypie von der polierten Fläche eines Handstücks in nat. Grösse.

In seinem Auftreten zeigt also der Bohusgranit sehr einleuchtend die geologischen Charaktere der durchbrechenden Granite. Solche Schwankungen der Strukturen und Mineralassoziationen, die an den Kontakten intrusiver Porphyrgesteine vorkommen, d. h. eigentliche Kontakterscheinungen fehlen aber bei diesem Granit.

Die nach Osten anstehenden Gneissgesteine bestehen grösstenteils aus »grauem Gneiss«. Teilweise bilden dieselben unzweifelhafte Orthogneisse, es geht aber aus den geologischen Blattbeschreibungen (Uddevalla, Seite 20) hervor, dass auch Paragneisse darunter vermengt auftreten.

Der Bohusgranit wird im Felde von *Pegmatit* in grossen Massen begleitet. Dieses sehr grobkristallinisch struierte, granitisch zusammengesetzte Eruptivgestein tritt teils als Gänge teils auch als Massive und unregelmässige Partien auf. Er durchsetzt gangartig sowohl den angrenzenden grauen Gneiss wie auch den Granit. Mit letzteren scheint er aber auch durch Übergänge verbunden.

Der Bohusgranit ist noch nicht petrographisch und geologisch studiert worden. Die geologischen Sektionserläuterungen erwähnen hauptsächlich

¹ "Strömstad" Seite 17, "Uddevalla" Seite 33, 37.

die makroskopischen Züge und die Mineralzusammensetzung. Orthoklas (Mikroklin), Plagioklas, Quarz und spärlich Biotit sind immer zu finden. Winzige Körner von Magnetit und Schuppen von Muskovit sind bisweilen sichtbar. Selten ist Schwefelkies beobachtet worden. Kristalle von Apatit, Zirkon sowie Titanit sind in den Dünnschliffen mikroskopisch wahrnehmbar. Orthit und ein kassiteritähnliches Mineral sind als selten beobachtete Gemengteile anzuführen.

Der *Bohusgranit* zeigt eine etwas schwankende *Mikrostruktur*. Einige Varietäten stimmen mit dem eben erwähnten Stockholmgranit gut überein. Der Mikroklin ist klar, der Plagioklas sehr getrübt, Deformationsstrukturen sehr hervortretend, die Mineralfugen uneben und die Anordnung der Körner scheinbar unregelmässig. Diese Uregelmässigkeit ist aber nicht von derselben Art wie die im Stockholmgranit gewöhnliche. Wahre Bruchstrukturen sind nämlich unter den Mikrostrukturen des Bohusgranits seltener seine Gemengteile sind mehr von ebenen und reinen Linien begrenzt. Wie im Halengranit, so sind auch im Bohusgranit die Konturen der Körner wellig gebogene reine Fugen. (Fig. 22, 23, Taf. 24). Auch der Myrmekit kommt in reicher Entwicklung vor.

Die Mikrostruktur schwankt aber nicht unbedeutend in Gesteinsproben aus verschiedenen Teilen des Massivs, was durch die Fig. 30, 31, Taf. 28 veranschaulicht wird.

»Undulöser Quarz« kommt im Bohusgranit wie im Stockholmgranit und in ungefähr gleichhohen Grade vor. Kataklastische Erscheinungen sind im Bohusgranit seltener zu sehen. Makroskopisch sichtbare Parallelstruktur fehlt in den meisten dieser Bohusgranittypen vollständig. Dies ist eine in hohem Grad bemerkenswerte Erscheinung da es ja a priori scheinen könnte, als ob Deformationen der kleinsten Teile eine Parallelstruktur der ganzen Gesteinsmasse notwendig zur Folge haben müsste. Dazu sei jedoch daran erinnert, dass diese Granite hauptsächlich aus solchen Mineralen bestehen die isometrische Formen haben und daher — wie z. B. Marmor — trotz der Deformationen ihre massige Struktur behalten können. Die Deformationen der einzelnen Körner sind auch in allen Richtungen erfolgt, und in vielen Fällen kann man die Beobachtung machen, dass besonders die Quarzkörner vollständig ungeformt sind, ohne dass die Dehnung nach irgend einer bestimmten Richtung orientiert ist.

Die blassrötliche Farbe, die in einigen Gegenden den Bohusgranit auszeichnet, rührt von der Pigmentierung der Mikroklinkristalle her. Bisweilen sind es aber die Plagioklaskörner, die dieses Pigment enthalten.

Sieben chemische Analysen liegen vor. Von diesen hat H. SANTESON fünf ausgeführt (43—47), und die beiden übrigen 48, 49 sind an demselben Gesteinsmaterial von den Herren Polytechnikern C. G. L. BROOMÉ und H. I. P. HILDING an der K. Techn. Hochschule zu Stockholm, bewerkstelligt.

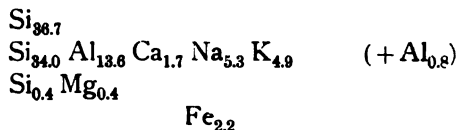
43 *Bohusgranit*, Dyne, Kirchspiel Hogdal, Blatt Strömstad.

44 » Krokstrand, Kirchspiel Skee, » »

- 45 *Bohusgranit*, Lien, Kirchspiel Skee, Blatt Strömstad.
 46 " Gånehed, Kirchspiel Tanum, Blatt Fjällbacka.
 47 " Rörkärr, Kirchspiel Qville, " "
 48 " Solhem, " " " "
 49 " " " " " "

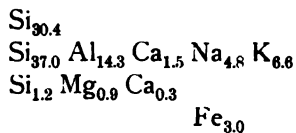
Die berechneten Atomgruppierungen sind folgende.

43.



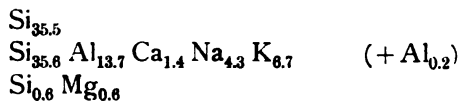
$$S = 0.52$$

44.



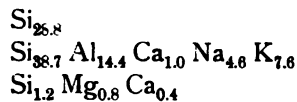
$$S = 0.44$$

45.



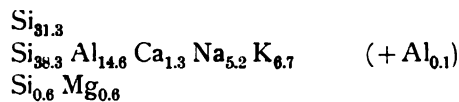
$$S = 0.49$$

46.



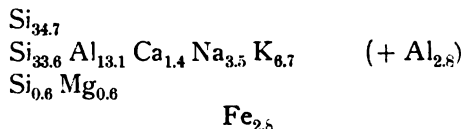
$$S = 0.42$$

47.



$$S = 0.45$$

48, 49.



$$S = 0,50$$

43, 44 und 46 sind sehr frische Gesteine mit scharfkristallinischem Korn und deutlich hervortretenden blassroten Mikroklinkristallen.

45 und 47 sind ganz hellgrau, klein- und gleichkörnig mit Andeutung von flaserigem Gefüge und Schieferung. 48—49 ist ein grauer Granit mit etwas gröberem und mehr inhomogenem Korn als die übrigen analysierten Proben. Dieses Gestein stimmt einigermaßen mit dem oben erwähnten Gåsögranit überein, nur hat der Granit von Solhem anstatt der Feldspat-Augen *Aggregate* von sehr kleinen Feldspatkörnern und zeigt ausserdem Deformation der Strukturelemente (Fig. 15).

Die Analysen zeigen, dass auch im Bohusgranit das Kalium unter den Alkalimetallen überwiegt, nur ist dieses Übergewicht bei weitem nicht so bedeutend wie in dem Stockholmgranit. Auch der Bohusgranit ist jedoch ein *einfach zusammengesetzter Granit*, ein Alkalifeldspat-Quarzgestein, *in dem die Si-Atome (SiO₂-Moleküle) in fast gleicher Anzahl zwischen diesen beiden Hauptkomponenten verteilt sind.*

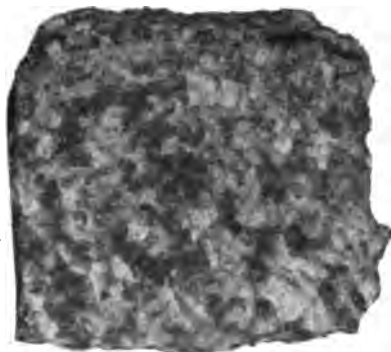


Fig. 15. Grauer Bohusgranit von Solhem (Analyse 48—49). Autotypie in nat. Grösse von einer feingeschliffenen Fläche. Der Feldspat erscheint hellgrau, der Quarz dunkel.

Im Westen von Wermland kommen nach TÖRNEBOHM Massive und Gänge eines jüngeren Granits vor. Petrographisch stimmt dieser mit dem Bohusgranit überein. Er durchsetzt den Töksmark-Gneiss, einen grauen oder schwach rötlichen, feinkörnigen, gewöhnlich magnetitführenden, nur schwach parallelstruierten Gneiss, der nach dem Fallen zu schliessen als die ältesten Gesteinslager dieser Gegend zu betrachten wäre.

Nach D. HUMMEL und E. ERDMANN¹ kommt in Dalsland ein die Schieferformation dieser Provinz durchsetzender Granit von feinkörniger

¹ Beschreibung zum geol. Kartenblatt "Baldersnäs" Seite 47, 48 und 89 (1870).
Bull. of Geol. 1905.

Struktur vor, der durch Verwitterung rotfarbig, in frischen Bruche grau oder schwach rötlich ist.

Dieser Angabe steht eine Äusserung von TÖRNEBOHM entgegen, dass »zwar Gänge von rotem Granit an mehreren Orten in dem Gneiss vorkommen, welcher durch Überschiebung über den Quarzit oder die Tonschiefer der Dalformation gebracht worden ist, dass aber kein einziger Granitgang in diesen Gesteinen beobachtet ist«³⁰).

In *Westmanland und Nerike* treten durchbrechende Granite teils als Gänge teils als kleine Massive zahlreich auf. Sie sind unter den Namen *Örebrogranit*, *Fellingsbrogranit*, *Stockholmgranit* und *jüngerer Granit* bekannt.

In den geologischen Blattbeschreibungen, die während der Jahre 1870—1880 erschienen, wurde ein Teil dieser Granite nach einem kleinen Massiv in der Nähe von der Stadt Örebro *Örebrogranit* benannt. Es war dies ein roter, mittel- bis grobkörniger, durchbrechender Granit von einfacher Zusammensetzung. Im Verlaufe der geologischen Feldarbeiten wurde aber die petrographische Bedeutung dieser Bezeichnung allmählich ausgedehnt, so dass schliesslich auch schieferige und ziemlich basische Granite darin einbegriffen wurden. Im ersten und zweiten Teil seines grossen geologischen Kartenwerkes über »Mellersta Sveriges Bergslag« benutzt auch TÖRNEBOHM (1879) den Namen *Örebrogranit* für Granite von anderer Beschaffenheit als der ursprünglichen Typus von Örebro. (Siehe auch G. F. F. 1: 198 (1872—74). In dem vierten Teil seines Kartenwerkes über »Mell. Sv. Bergslag«, das auch die Gebiete der ursprünglichen *Örebrogranits* umfasst, löst TÖRNEBOHM die Terminologiefraße dadurch, dass er den Namen *Örebrogranit* fallen liess und dafür *zwei* neue Bezeichnungen, nämlich *Filipstadgranit* und *Fellingsbrogranit*, einführte. Von diesen Ausdrücken fällt der letztere mit dem ursprünglichen »*Örebrogranit*« der schwed. geol. Landesuntersuchung zusammen. (Siehe HUMMEL: Das Geol. Kartenblatt Linde, Seite 13 [1873]).

Der *Fernagranit*, der wegen seines grösseren Gehaltes an dunklen Mineralen von den übrigen sog. jüngeren archaischen Graniten Schwedens sehr erheblich abweicht, wurde von TÖRNEBOHM (1879—1883) nahe an den *Filipstadgranit* gestellt und in den Karten mit derselben Grundfarbe wie dieser bezeichnet. In der neuen geologischen Übersichtskarte der schwed. geol. Landesuntersuchung vom Jahre 1901 ist jedoch dieses Gestein unter die »jüngeren Granite« des Grundgebirges eingetragen. Die Bezeichnung durchbrechende (jüngere) Granite i Westmanland und Nerike schliesst eine recht bedeutende Anzahl Granitvarietäten in sich. TÖRNEBOHM unterscheidet grobe und porphyrartige Granite (*Fellingsbrotypus*), mittelgrobe bis feinkörnige, rote oder graue Granite und feinkörnige Granite, die mit dem *Stockholmgranit* übereinstimmen.

Unter diesen ist der *Fellingsbrogranit*, (der ursprüngliche *Örebrogranit*) ein für die hier erörterte Übersicht neuer und interessanter Typus. Er wird als mittelgrob- bis fast grobkörniger Granit von rötlicher Farbe beschrieben. Er besteht aus Karlsbaderzwillingen von Mikroklin und

weissgelbem Plagioklas — dieser ist in gleich grosser Menge wie jener vorhanden — grauem oder gelblichem, »glasigem« Quarz sowie schwarz-braunem Glimmer. Wegen des Hervortretens der oft mehrere cm. langen Mikrokлиндurchschnitte zeigt dieser Granit eine Art von Augenstruktur, die oft als Porphystruktur bezeichnet wird. Eine Parallelstruktur, welche sich der flaserigen Schieferung nähert, ist bisweilen sehr deutlich.

Die *mikroskopische* Beschaffenheit des Fellingsbrogranits stimmt in mehreren Hinsichten mit derjenigen des Bohusgranites nahe überein. Zwar ist die Grösse des Kornes im allgemeinen sehr verschieden. Es finden sich aber in beiden Gebieten mittelgrobkörnige Varietäten — z. B. der oben erwähnte Gäsögranit aus dem Umgegend von Lysekil in Bohuslän — die eine fast vollständige Übereinstimmung zeigen. Die grosse Übereinstimmung geht aber besonders aus der Beschaffenheit der Gemengteile und ihres Gefüges hervor. Die Alkalifeldspate kommen getrennt vor. Die Mikroklinkristalle enthalten also nur sehr kleine Mengen Albit als Mikroperthit eingeschlossen. Myrmekit und wellige Konturierung sind sehr gewöhnliche Erscheinungen. Umwandlungen geben sich durch den Ersatz des Glimmers durch Chlorit und die starke Trübung des Inneren der Plagioklaskörner kund. Nicht selten ist die idiomorphe Entwicklung von Quarzkristallen zu sehen, aber oft zeigen dieselben nur gerundete oder wellige Konturen. Nicht selten sind sie in Aggregate von kleinen Körnern zerfallen, und diese Erscheinung ist gewöhnlich von durchgreifenden Deformationen der ganzen Gesteinsmasse und mancherlei Kataklastischen Strukturen begleitet.

Die zur Beurteilung der chemischen Zusammensetzung des Fellingsbrogranits vorliegenden Tatsachen sind in Verhältnis zu der Bedeutung dieses Gesteins leider nur mangelhaft und nicht zahlreich genug. Die hier zusammengestellten Analysen sind den geologischen Kartenbeschreibungen von Örebro, Nora und Linde entnommen. Sämtliche Proben stammen aus Granitmassiven, die auf TÖRNEBOHMS Karten als Fellingsbrogranit bezeichnet werden.

50. *Fellingsbrogranit.* Yttra Ekeby, Kirchspiel Fellingsbro, Blatt Örebro. Sehr grobkristallinischer, fleischroter Biotitgranit. Der Plagioklas umgiebt bisweilen den Mikroklin mantelförmig, wie bei den Rapakivigesteinen. Analyse von A. HASSELBOM.

51. *Fellingsbrogranit.* Yxta im Kirchspiel Hofsta, Blatt Örebro. Ein roter, grobkörniger Biotitgranit mit grüngrauen Plagioklaskörnern in untergeordneter Menge und mit scharfsplittrigem Korn. Analyse von A. HASSELBOM.

52. *Fellingsbrogranit.* Ullesäter im Kirchspiel Näsby, Blatt Örebro. Grober, roter Biotitgranit. Analyse von A. HASSELBOM.

53. *Fellingsbrogranit.* Bejby im Kirchspiel Fellingsbro, Blatt Örebro. Mittelkörniger, roter Biotitgranit, ziemlich reich an feinkörnigem Plagioklas. Analyse von A. HASSELBOM.

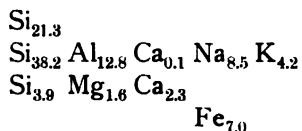
54. Fellingsbrogranit, Östanbergshyttan im Kirchspiel Nora, Blatt Nora. Roter, ziemlich grobkörniger Biotithornblendegranit mit wenig Plagioklas, der sich u. d. M. als Ca-reich und stark getrübt erweist. Analyse von H. SANTESSON.

55. Fellingsbrogranit. »Typischer Örebrogranit« (HUMMEL). Finn-åker, Blatt Linde. Roter, ziemlich grobkörniger Granit. Analyse von D. HUMMEL.

Von den angeführten Analysen sind **50**, **52** und **55** von zehr geringem Wert. In der ersten sind die Alkalien nicht getrennt. **50** zeigt einen Tonerdegehalt der im Verhältnis zu den Alkalien viel zu niedrig ist, und **53** ist auch als unrichtig anzusehen, weil nur 1,55 % K_2O gefunden worden ist, obwohl die Gesteinsbeschreibung den Reichtum an rotem Orthoklas von durchschnittlich 30×15 mm. unter den Gemengteilen hervorhebt (Beschreibung des geol. Blattes Linde, Seite 13).

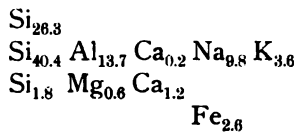
Aus den drei übrigen Analysen erhalten wir folgende Atomgruppierungen:

51.



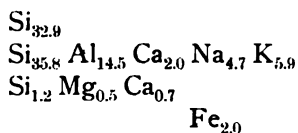
$$S = 0.34$$

53.



$$S = 0.38$$

54.



$$S = 0.47$$

Nicht unerhebliche Schwankungen in chemischer Hinsicht scheinen den Fellingsbrograniten eigen zu sein. Dies geht aus den Analysenzahlen von SiO_2 und CaO hervor. Durchschnittlich ist der Gehalt an Kalk etwas höher bei diesen als bei den vorher behandelten durchbrechenden archaischen Graniten. Vorläufig ist die Analyse von H. SANTESSON als für die chemische Zusammensetzung der Fellingsbrogranite massgebliche anzusehen.

Einen sehr lebhaften Wechsel in petrographischer Hinsicht zeigen die übrigen als »jüngerer Granit« bezeichneten durchbrechende Granite von Nerike und Westmanland. Sie sind als *mittel- bis feinkörnige rote oder graue Granite* oder auch *Stockholmgranit* erwähnt. Sie bilden eine strukturell zwischen den feinkörnigen Fellingsbrotypen und dem Stockholmgranit schwankende Serie von immer »sauren« d. h. an dunklen Mineralen armen, *einfach zusammengesetzten Granite*. Sie kommen als kleine Massive und Gänge in allen Teilen der Granit-Hälleflintgneissregionen Mittelschwedens von Ostwernland bis an die Ostsee vor. Seine *mikroskopischen Charaktere* sind sehr verschieden und zeigen oft tiefgreifende Einflüsse sekundärer Prozesse. Von den folgenden Typen liegen *chemische Analysen* vor, die in den Blattbeschreibungen Nora, Örebro und Linde veröffentlicht worden sind.

56. Roter Granit von dem Nordostufer des Sees Ölsjön im Kirchspiel Linde, Blatt Nora. Analyse von H. SANTESSON. Die mikroskopische Beschaffenheit dieses Granits zeichnet sich durch Reichtum an Deformationsstrukturen und Neubildungen aus.

57. Porphygranit. Nasta im Kirchspiel Ringkarleby, Blatt Örebro. Analyse von A. HASSELBOM. Mikroskopisch scheint dieses Gestein ein wahrer Porphygranit zu sein. Kalifeldspatkristalle von 10 mm. Länge nebst einzelnen Quarzkörnern von höchstens 5 mm Durchmesser liegen in einer muskovitführenden granitartigen Grundmasse von nur 2—3 mm Korngrösse. Mikroskopisch zeigt dieses Gestein ähnliche Bildungen wie der Granit von Ölsjön, jedoch in beschränkterer Masse.

58. Kleinkörniger roter Granit von Hällebacken, Blatt Nora. Analyse von H. SANTESSON.

59. Kleinkörniger roter Granit von Greksåsars damsjö, Blatt Nora. Analyse von H. SANTESSON.

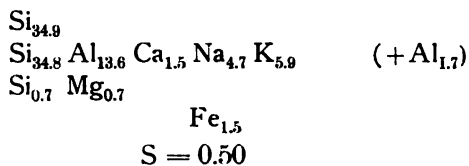
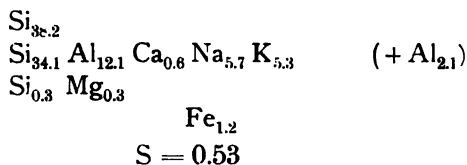
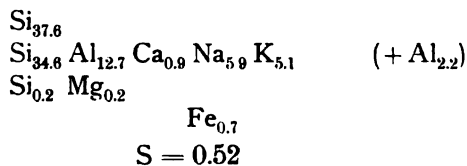
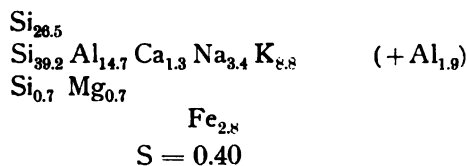
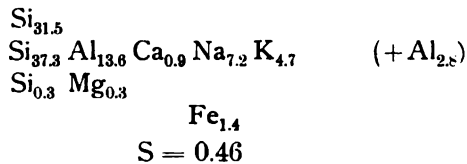
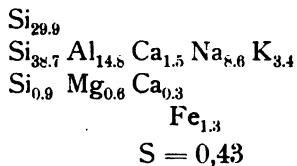
Dieser Granit enthält hauptsächlich Alkalifeldspate und Quarz mit nur wenig Biotit. Die Plagioklase sind oft von zahlreichen kleinen gerundeten Quarzkörnern gespickt. Sowohl der Mikroklin als auch der Plagioklas scheinen in zwei Arten vorzukommen, nämlich als ältere und als neugebildete Körner. Die älteren Mikroklinkörner sind sehr stark ausgedehnt und sehr unregelmässig lappig konturiert. Die älteren Plagioklase sind in Aggregate zerfallen. Die jüngeren Feldspate treten als Zwischenmasse von reinen, klaren Kristallkörnern auf. Auch der Quarz ist teils als grössere undulöse, unregelmässig gestaltete Formen, teils in Aggregaten oder geknickten Körnern vorhanden. Das ganze Gestein macht mikroskopisch den Eindruck eines stark deformierten und teilweise granulierten Granits, in dem sich auch Neubildungen in bedeutender Menge entwickelt haben.

60. Kleinkörniger roter Granit von Willeboda, Blatt Linde. Analyse von A. HASSELBOM.

61. Kleinkörniger grauer Granit von Björketorp, Blatt Linde. Analyse von A. HASSELBOM.

62. Kleinkörniger rötlicher Granit von Harparboda, Blatt Linde.
Analyse von D. HUMMEL.

Von diesen 7 Analysen ist 57 zu unvollständig, um berechnet werden zu können. Die übrigen geben folgende Atomgruppierungen.

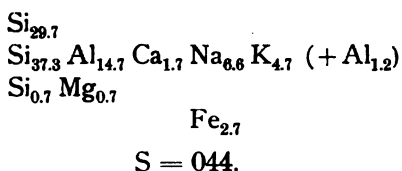
56.**58.****59.****60.****61.****62.**

Wie die vorher erwähnten durchbrechenden Granite enthalten also auch diese nur kleine Mengen von Kalk, Magnesia und Eisenoxyde. Die Alkalien schwanken aber beträchtlich und der Aciditätskoeffizient zeigt auch abnorme Zahlen. Bemerkenswert ist der Überschuss an Tonerde, der hier wieder und zwar in noch grösserem Massstabe als in den Stockholm- und Bohusgraniten hervortritt.

In den jetzt behandelten Gegenden von Mittelschweden sind auch *pegmatitische Gesteine* mehrerorts sehr allgemein. Es sind am häufigsten sehr grobkristallinische Gesteinsmassen, sie treten aber auch mit weniger grobkristallinischer bis feinkörniger Struktur auf. In diesen Fällen zeigen sie Übergänge zu den Graniten. Sie kommen teils als Gänge vor, teils bilden sie in weiten Gebieten die Hauptmasse des Felsengrundes und werden dann auf den geologischen Karten als zusammenhängende Massen oder Pegmatitmassive bezeichnet²⁷⁾ 1. Nach TÖRNEBOHM enthält der Pegmatit Bruchstücke anderer Gesteine und zeigt an seinen Kontakten gegen den Fellingsbrogranit eine Art »pegmatitisierender Einwirkung«, so dass er jünger als dieser zu sein scheint.

In der Beschreibung des Blattes Linde ist eine von D. HUMMEL ausgeführte chemische Analyse (63) von »pegmatitartigem Granit« aus der Umgegend von Bergaby veröffentlicht worden. Die Berechnung der Atomgruppierung dieses Pegmatitgranits ergibt:

63.



Der bedeutende Verlust, den die Summe dieser Analyse (98,67) anzeigt, macht dieselbe weniger brauchbar. Es ist jedoch offenbar, dass die chemische Zusammensetzung dieses »pegmatitartigen Granits« sich nahe an diejenige der gewöhnlichen Quarzfeldspatgranite anschliesst.

In der Provinz Gestríkland kommt nach der Übersichtskarte der geologischen Landesanstalt (1901) ein Granit der jüngsten archaischen Gruppe in einem grossen Massiv am Nordwestufer des Hedsundatjärds und ausserdem in einigen kleineren Massiven vor.³¹⁾ In dem dritten Teil seiner

¹ Siehe auch TÖRNEBOHM: Mell. Sveriges Bergslag. Blatt 4 und 6.

geologischen Karte von »Mellersta Sveriges Bergslag» bezeichnete TÖRNEBOHM dieses Massiv als Filipstadgranit und lieferte in den Erläuterungen zu diesem Blatt eine interessante Schilderung von dem Übergehen dieses Gesteins in einen anderen Granit, der südöstlich von dem Hedsundafjärd ansteht und gleichzeitig zum Filipstadgranit gerechnet wurde. Später — in der Übersichtskarte von 1901 — wurde aber der letztere Granit zu der älteren Gruppe der Upsala-Sala-Granite geführt. Es ist von grosser Bedeutung die Veränderungen in der Auffassung der Altersverhältnisse dieser Granite zu beobachten, weil sie zeigen, welche Schwierigkeiten die übersichtlichen Darstellungen zu bekämpfen gehabt haben und bis zu welchem Grade man die hierhergehörigen Fragen noch als offene zu betrachten hat.

An dem Dalelven südlich von dem Siljansee beginnt ein Feld von geologisch zusammengehörenden und auch in petrographischer Hinsicht eigenartigen Graniten. Es sind dies die ausgedehnten Gebiete des *Siljangranits*⁸¹⁾ und des mit diesem eng verbundenen *Rätangranits*⁷⁸⁾ sowie des *Fernagranits*.²⁰⁾ Leider ist unsere Kenntnis dieser Gesteine noch zu ungenügend, um eine bestimmte Auffassung ihrer Stellung zu ermöglichen. Auf der Übersichtskarte sind sie alle als jüngere Granite bezeichnet. Der Järnagranit aber, der von dem Siljangranit durchschnitten wird, wurde von TÖRNEBOHM in seinem »Mell. Sveriges Bergslag» (1883) nicht zu diesen jüngsten archaischen Graniten gerechnet. HEDSTRÖM machte im Jahre 1894 auf das Vorkommen von Mikropegmatit und gepresstem Quarz im Siljangranit aufmerksam.⁷²⁾ SEDERHOLM⁸¹⁾ fasst diesen Granit sowie die Dalaporphyre als postarchaische Eruptivgesteine auf, die dem Rapakivgranite der algonkischen Zeit an die Seite zu stellen seien.

Die allgemeineren Typen des *Siljangranits* scheinen — nach den bisher gegebenen Beschreibungen und dem eingesammelten Gesteinsmaterial zu urteilen — von roten plagioklasreichen, Biotit- und bisweilen Hornblende- und Titanit-führenden, mittelkörnigen oder augenartig struierten, bisweilen mikropegmatitisch oder porphyrisch ausgebildeten Graniten zu bestehen.

Die *mikroskopische* Untersuchung eines grossen Dünnschliffes von einer Probe aus Gulleråsen im Kirchspiel Orsa, wo der Siljangranit aus dem Orthocerkalkstein hervorragt, zeigte, dass dieser Granit sich petrographisch sehr viel den postarchaischen fennoskandischen Graniten nähert. Die charakteristische Anordnung der Quarzkörner des Ragundagranits tritt auch im Siljangranit deutlich hervor. Die Beschaffenheit des Perthits nähert sich auch derjenigen der Perthite der Rapakivgesteine. Die Pigmentierung der Feldspate zeigt ebenfalls Übereinstimmung. In dem Granit von Gulleråsen zeigen aber die Quarzkörner immer eine schwache Einwirkung der Druckmetamorphose, die Fugen zwischen den Körnern

sind uneben, zackig oder wellig, neugebildeter Plagioklas umgiebt die älteren interpositionsreichen Plagioklaskörner und auch der Myrmekit kommt, wenn auch in geringer Menge und in unvollständig entwickelten Formen, vor. Eine von der Rosentorper Strasse im Kirchspiel Orsa genommene Probe zeigte unter dem Mikroskop einen bedeutend kräftigeren Einfluss der Druckmetamorphose, nämlich das erste Anzeichen von Mörtelstruktur; aber die ursprüngliche, rapakiviartige Struktur war trotzdem in diesem Falle noch deutlich bemerkbar.

Der für den Siljangranit als charakteristisch angesehene und auch in der Probe von Gulleråsen ziemlich auffallende Reichtum an Plagioklas hat bewirkt, dass dieser Granit auf der Übersichtskarte (1901) als »basisch« be-

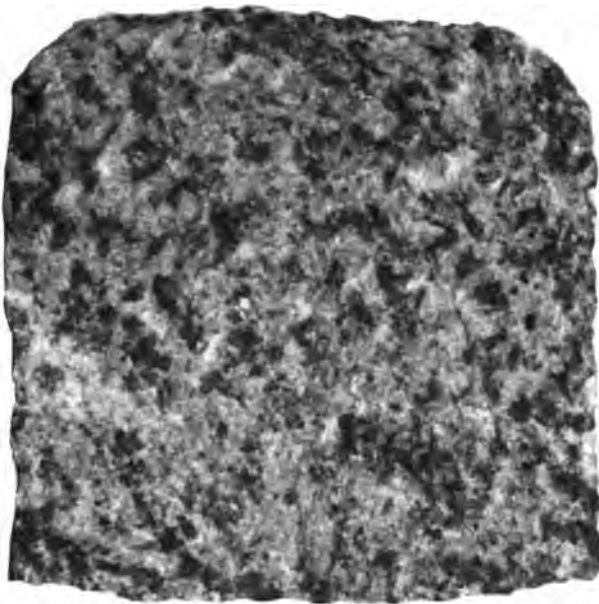


Fig. 16. Jerngranit von Ant. von einem Handstück. Nat. Grösse.

zeichnet wurde. Der Plagioklas besteht aber aus einem kalkarmen Albit, und das Gestein ist demgemäss wahrscheinlich ein ziemlich natronreicher Granit wie es der postarchäische Ragundagranit (Seite 104) ist.

Chemische Untersuchungen des Siljangranits sind bis jetzt noch nicht ausgeführt worden.

Als *Jerngranit* bezeichnete TÖRNEBOHM einen interessanten, bisweilen augitführenden Granit, der als bedeutende Massive im südlichen Dalekarlien und den benachbarten Gebieten von Wermland und Westmanland vorkommt. Das grösste von diesen Massiven erstreckt sich von dem Siljansee bis an den Dalelfven. Hier vorkommende Granite sind graue bisweilen schwach rötlich gefärbte, mittelkörnige *Biotit-Hornblendegranite*. Sie enthalten reichlich Plagioklas. Der Quarzgehalt erscheint bisweilen

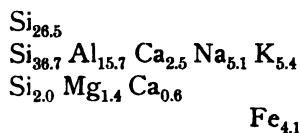
ziemlich untergeordnet, und die dunklen Minerale sind so zahlreich vorhanden, dass das Gestein ein syenitartiges Aussehen erhält. Nach den Handstücken der schwedischen Museen¹ ist der Jernagranit von einer auffallenden Schwankung des Gehaltes an dunklen Mineralen ausgezeichnet.

Ein Dünnschliff von Jernagranit aus der Nähe des Gasthofes von Jerna im Kirchspiel Jerna, Dalekarlien, zeigte den Quarz schwach undulös und teilweise schön idiomorph entwickelt. Der Plagioklas erschien als zahlreiche Körner, die am gewöhnlichsten von Interpositionen (durch Umwandlung) stark getrübt waren. Sowohl Albit als auch Oligoklas kommen getrennt vor. Der Mikroklin ist arm an Perthiteinlagerungen, aber bisweilen sieht man denselben von Quarz in verästelten Partien gleich dem Restquarze (Seite 86) in den Ortoklasen der Rapakivgranite durchwoben. Biotit und Magnetit sind ziemlich reichlich vorhanden. Unter den Zersetzungsprodukten befinden sich Chlorit und Epidot. Kleine Mengen von Myrmekit finden sich in dem Oligoklas da, wo dieser in den Mikroklin hineinschiesst. Die mikromorphologischen Charaktere des Jernagranits sprechen also entschieden dafür, dass derselbe eher zu dem Grundgebirge gehört als der Siljagranit. Wegen seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung steht der Jernagranit auch von den übrigen jüngeren Graniten des Grundgebirges getrennt da.

Eine chemische Analyse (64) des Jernagranits hat R. MAUZELIUS im Laboratorium der schwed. geol. Landesanstalt ausgeführt. Die analysierte Probe stammte aus der Nähe des Gasthofs von Jerna im Kirchspiel Jerna im Dalekarlien.

Nach dieser Analyse ist die Atomgruppierung des Jernagranits folgende.

64.



$$S = 0.41$$

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass nur ein Teil des Plagioklasses aus einem Oligoklas Ab_2An_1 besteht, der Rest aber mehr Albitfeldspat enthält. Hieraus folgt, dass in der Berechnung dem Feldspatmolekül zu viel Ca zugerechnet ist, und dass infolgedessen der Aciditätskoeffizient um einige Einer der zweiten Dezimale zu hoch angegehen sein dürfte.

Als *Rätangranit*^{9,76)} bezeichnet HÖGBOM⁷³⁾ einen »gewöhnlich ziemlich grobkörnigen roten oder rötlichen, oft etwas porphyrischen Granit, der durch verhältnismässig reichlich vorhandenen makroskopisch bemerk-

¹ Nur wenige Handstücke dieses Gesteins sind in den schwedischen Sammlungen enthalten.

baren Titanit gekennzeichnet ist». Dieser Granit nimmt weite Areale des Südwestens von Jemtlands län ein. HÖGBOM führt denselben wegen seiner bisweilen mikropegmatitischen Entwicklung und geologischen Verbindung mit Effusivgesteinen des Dalaporphyrtypus zu der postarchäischen (algonkischen) Gruppe. Die Übersichtskarte der geol. Landesanstalt bezeichnet den Rätangranit als basischen jüngeren, dem Grundgebirge zugehörigen Granit.

Nach seiner petrographischen Beschaffenheit ähnelt in der Tat der Rätangranit (ebensowie der nahe übereinstimmende Siljangranit) sehr



Fig. 17. Rätangranit. Autotypie von einem Handstück. $\frac{9}{10}$ von der nat Grösse. Der braun-graue Feldspat erscheint dunkelgrau, der Quarz hell, Biotit und Hornblende schwarz.

den postarchäischen (rapakiviartigen) Graniten. Die Anordnung der Hauptgemengteile, des Feldspats und des Quarzes, zeigt dieselben charakteristischen Züge, und die innere Struktur des Feldspats ist dieselbe wie die der nicht metamorphen postarchäischen Graniten. Doch sind meistens, wie HÖGBOM hervorhebt, Spuren der Druckmetamorphose zu finden. In einigen Fällen sind dieselben reine Kataklaststrukturen, die die ursprüngliche Erstarrungsstruktur nicht verbergen, wiewohl die Gesteinsmasse von mikroskopisch dichtliegenden Zermalmungszonen durchzogen ist. In anderen Fällen ist die eingetretene Deformation nicht kataklastisch, der Quarz zeigt aber eine kräftiger undulöse Auslöschung, perthitärer Mikroklin ersetzt den getrübbten Orthoklas, zackige oder wellige Konturierung tritt deutlich hervor, neugebildeter Plagioklas und Myrmekit umhüllen die älteren stark getrübbten Plagioklase.

Es ist also deutlich, dass die Siljan-Rätangranite petrographisch

nicht mit völliger Sicherheit von den Rapakivigesteinen getrennt werden können.

Obwohl der Namen »basischer Granit« für den Rätangranit wohl kaum für zutreffend gehalten werden kann, scheint derselbe doch nach der mikroskopischen Untersuchung einen kalkreicheren Plagioklas und wahrscheinlich auch einen niedrigeren Gehalt an Quarz zu enthalten, als die gewöhnlichen einfach zusammengesetzten Granite. Die Plagioklaskörner zeigen oft Zonenstruktur und sehr erhebliche Auslöschungsdifferenzen zwischen Kern und Randzone. Die Auslöschungswinkel des Kerns kann alsdann einen Gehalt von 22—27 und die Randzone kaum 15 Molekularprozent An in dem Plagioklas angeben.

Fremde, stark beeinflusste Bruchstücke scheinen im Rätangranit allgemein vorzukommen. Mikroskopische Fragmente sind auch ziemlich häufig. Mehrmals sind Kleinstücke eines plagioklasreichen Diabases oder eines porphyritischen Gesteins als Einschlüsse beobachtet worden. In anderen Fällen finden sich einfache fremdartige Feldspatkristalle von ungefähr derselben Grösse wie die des Granites selbst, und sie zeigen eine poröse oder Skelettähnliche Ausbildung, die sehr an die der fremden Einschlüsse gewisser Diabase^{4a)} und Syenitporphyre^{8a)} erinnert.

Die *endogene Kontaktmetamorphose* äussert sich an den Begrenzungen des Rätangranits im Vorkommen von Grenzgesteinen mit stark entwickelten Implikationsstrukturen sehr deutlich.⁷³⁾ In dieser Hinsicht schliesst sich das Gestein auch der Rapakivigruppe an im Gegensatz zu den jüngeren archaischen Graniten, die keine deutliche Kontaktmetamorphose zeigen und der Implikationsstrukturen beinahe ganz entbehren.

Chemische Untersuchungen des Rätangranits sind noch nicht ausgeführt.

Unter den *Graniten von Nordschweden* ist der sog. *Refsundgranit*⁷³⁾ besonders bemerkenswert. Den Feldgeologen sind seine Grobkristallinität und gleichförmige Entwicklung über weiten Gebiete wohlbekannte Züge. Die Feldspatkristalle erreichen oft 70—80 mm im Durchmesser. Gewöhnlich hat dieser Granit graue Farbe (Grauer Refsundgranit oder *Pilgrimsta-Typus*), aber in einigen Teilen der Massive ist dieses Gestein als roter oder braunroter Granit von ungemein schöner grobkristallinischer Struktur entwickelt (Roter Refsundgranit oder *Björna-Typus*). Der Quarz, von grauer oder brauner Farbe, bildet Kristallkörner von selten über 5 mm grösster Länge, die aber gewöhnlich in grösserer Anzahl zwischen den grossen Mikroklinkristallen angehäuft sitzen. Hier haben auch die gelbweissen oder blass gelbgrünen kleinen Plagioklaskörner sowie der Biotit ihren Platz. Letzterer kommt in wechselnder Menge, meistens ziemlich reichlich vor. Unter den Varietäten des Refsundgranits giebt es aber auch solche, die beinahe ausschliesslich aus Feldspat und Quarz bestehen. In einigen Varietäten tritt Hornblende auf, und der Pilgrimstatypus zeigt

nicht selten unter den dunklen Mineralen auch Granate. Wegen der Grösse der Mikroklinkristalle ist die Struktur als sehr grobkörnig und das Gestein als *Augengranit* zu bezeichnen, eine Bezeichnung, die auch HJ. LUND-BOHM⁸⁷⁾ angewandt hat. Das Gestein wird aber auch gewöhnlich *Porphygranit* benannt, obgleich die Struktur in petrographischer Hinsicht nicht porphyrisch ist. In Verbindung mit dem Refsundgranit kommen aber wahre Porphygranite vor. Dieselben haben eine mittelkörnige Granitgrundmasse, in der grosse graue Mikroklinkristalle eingebettet liegen. Der Refsundgranit ist auch von nicht selten porphygranitisch entwickelten Ganggraniten begleitet. HÖGBOM betonte⁷³⁾, dass der Refsundgranit gewöhnlich eine durchaus massige Struktur besitzt, das aber bisweilen

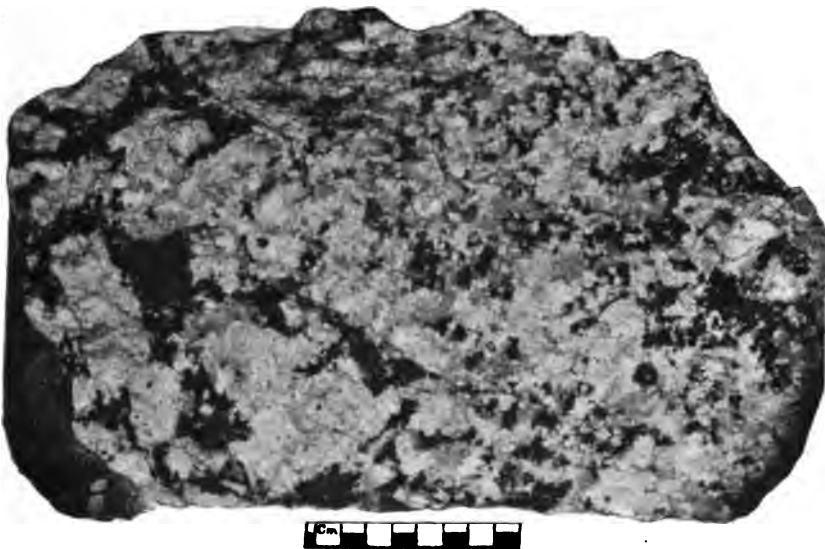


Fig. 18. Grauer Refsundgranit (Pilgrimstatypus) von der Station Pilgrimsta. Aut. von einem Handstück. $\frac{9}{10}$ von der nat. Grösse.

Parallelstrukturen, und zwar teils fluidale, teils eine wirkliche, mehr oder weniger entwickelte Schieferigkeit hervortreten. Die Schieferung ist manchmal so stark entwickelt, dass flaserige Augengneisse entstanden sind.

Die Grobkristallinität des Refsundgranits lässt keine mikroskopische Untersuchung des Gesteins zu. Nur kleine Partien der Strukturelemente lassen sich im Mikroskope überblicken. Doch offenbart sich hierdurch die starke Druchmetamorphose des Gesteins, nämlich in der undulösen Auslöschung und dem Zerbrechen des Quarzes, in dem Aussehen des Mikroklin und dem zackigen oder welligen Konturieren der Gemengteile. Bisweilen ist die *Mörtelstruktur* entwickelt, und der *Myrmekit* erscheint recht häufig in den kleinen Plagioklaskörnern und in den Ecken der grösseren Plagioklase, wo diese an den Mikroklin grenzen.

Es liegen drei *chemische Analysen* des Refsundgranits vor.

65. *Refsundgranit*, Pilgrimstatypus, grauer, flasrig-schiefriger, grobkristallinischer Granit aus der Nähe der Eisenbahnstation Bräcke im Kirchspiel Bräcke, Jemtland. Die Analyse ist von R. MAUZELIUS im Laboratorium der geologischen Landesanstalt ausgeführt.

66. *Refsundgranit*, Pilgrimstatypus, von der Eisenbahnstation Pilgrimsta in Südjemtland. Die Analyse ist in der Materialprüfungsanstalt der Technischen Hochschule zu Stockholm von Herrn Ing. E. ÖSTLUND gemacht.

Die Probe zeigte einen grauen, ziemlich biotitreichen flaserigen Typus mit feinkörnigem (granuliertem) Quarz und grober Augengranitstruktur.

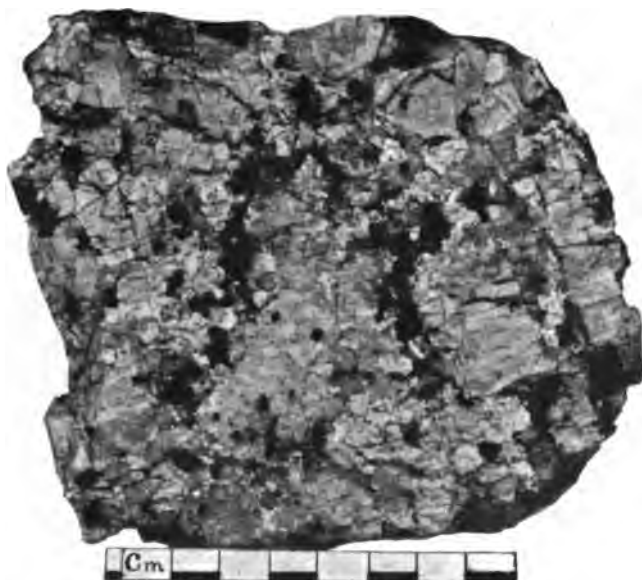
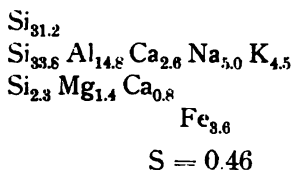


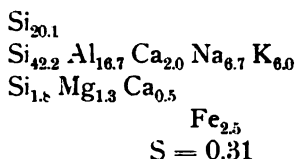
Fig. 19. Roter Refsundgranit (Björnatypus). Aut. vom einer verwitterten Oberfläche des Gesteins. $\frac{2}{3}$ von der nat. Grösse.

67. *Roter Refsundgranit*, Björnatypus, von der Eisenbahnstation Björna in Westernorrlands län. Die Analyse ist von Herrn O. BERG in dem chemisch-technischen Bureau zu Gefle ausgeführt. Dies ist eine ausserordentlich schöne Varietät des Refsundgranits. Er besteht aus (70—80 cm) grossen blassroten Kristallen von Mikroklin, gelblich grauem Quarz in aggregierten erbsengrossen Körnern, gelblich weissem Plagioklas und schwarzem Glimmer. Der Mineralzusammensetzung und der Farbe nach ähnelt der Björnagranit dem Fellingsbrottypus, ist aber sehr viel gröber kristallisiert und hat mehr gerundete, oft aus mehreren Individuen zusammengesetzte Mikroklinkristalle. Der Björnagranit scheint, mit den übrigen Refsundgraniten verglichen, von metamorphischen Einflüssen ziemlich unberührt zu sein.

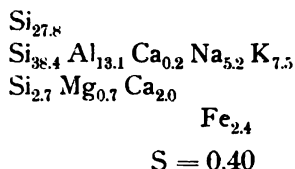
65.



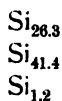
66.



67.



In dem *Björnagranit* (67) kommt ein Plagioklas vor, dessen Auslöschungswinkel auf (001) beinahe gleich Null ist. Die gefundene Tonerdeprozentzahl ist infolgedessen wahrscheinlich zu niedrig, weil ein Plagioklas von der beobachteten Auslöschung die Atomgruppierung $\text{Ca}_{1.7} \text{Na}_{5.2}$ haben muss, wozu die Al_2O_3 Menge nicht ausreicht. Wenn eine Korrektur dieses wahrscheinlichen Fehlers eingefügt wird, erhält die Atomgruppierung ein etwas verändertes Aussehen. Die Si-Atome verteilen sich dann folgendermassen:



und die Acidität ist $S = 0.38$.

Auch die beiden anderen Proben des Refsundgranits (65, 66) enthalten einen Plagioklas von ungefähr derselben Zusammensetzung (Ca_1Na_3).

In chemischer Hinsicht sind also die Refsundgranite gekennzeichnet durch wechselnden Gehalt an Kieselsäure und durch Mg- und Ca-Gehalte, die etwas grösser sind, als es in den Graniten von einfacher Zusammensetzung gewöhnlich der Fall ist. Das Verhältnis zwischen den Alkalien schwankt; doch sind die Übergewichte von K und von Na nur klein.

Der Refsundgranit hat eine sehr ausgedehnte Verbreitung. Die grössten Gebiete desselben verbreiten sich in Jemtland, Ångermanland und Südlappland vor den skandinavischen Alpen. Kleinere Massive erstrecken sich bis an die Küstengegenden von Ångermanland und Westerbotten: Gegen das übrige Grundgebirge verhält sich der Refsundgranit als durch-

brechender Granit. Nach HÖGBOM⁶⁰⁾ dringt er durch die archaischen Schiefer des Skellefte-feldes, nimmt von diesen Bruchstücke auf und hat auch eine intensive exogene Kontaktmetamorphose ausgeübt. Seine eigene grobkristallinische Struktur wird dabei in vielen Fällen nicht merklich verändert.

Auf den Inseln bei Luleå kommt nach SVENONIUS ein grobkristallinischer »Örebrogranit« vor, der die kristallinen Schiefer des Kalix-feldes durchbricht. Dieser Granit hat ein sehr unverändertes Aussehen und enthält einen wenig gepressten, gegen den Mikroklin schön idiomorph entwickelten Quarz. Der Feldspat ist von einem zonenstruierten Mikroklin-mikroperthit und einem nur wenig Ca-haltigen Albit gebildet.

Die *Augengneisse* der skandinavischen Hochgebirgskette ähneln nach TÖRNEBOHM⁷⁰⁾ bisweilen den gepressten »Porphyrganit« von Ostjemtland. Weiter westlich an der norwegischen Nordlandküste tritt wieder in grossen Massen ein Granit von der charakteristischen Beschaffenheit des Refsundtypus auf.

Der Refsundgranit ist von *klein- bis feinkörnigen Graniten* begleitet und durchschnitten. HÖGBOM fasst dieselben in seiner Jemtlandbeschreibung als Modifikationen des Augengranitmagmas auf. LUNDBOHN führt zahlreiche Vorkommnisse von feinkörnigem Granit und Muskovitgranit im Westerbottens län an, und in dem Skelleftefelde haben sie nach HÖGBOM die archaischen Schiefer durchdrungen, nachdem diese schon ihr regional-metamorphisches Gepräge erhalten hatten. Mikroskopisch untersuchte Proben dieser Granite haben gezeigt, dass die Struktur und Zusammensetzung ziemlich schwanken. Gewöhnlich besitzen die Biotitgranite einen oft sehr bedeutenden Gehalt an Muskovit. Bisweilen enthalten sie Hornblende ausser dem dunklen Glimmer. Der Plagioklas ist nicht selten zonenstruiert, und seine Kernteile sind getrübt. Seine Zusammensetzung wechselt zwischen Albit und Oligoklas. Myrmekit kommt bisweilen vor, und sehr häufig sieht man im Mikroklin eingestreute Körner von Plagioklas und Quarz. Der Mikroklin ist klar und arm an perthitischen Durchwachsungen.

An der Eisenbahnstation Jörn in Westerbottens län beobachtete SVENONIUS zahlreiche Blöcke einer porphyrgranitischen Varietät.

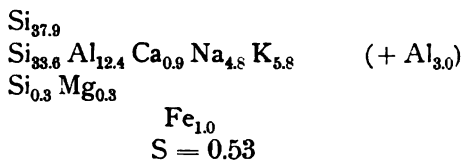
Druckstrukturen sind allgemein und oft so kräftig wie in den Stockholm- und Bohusgraniten entwickelt. Die Mineralfugen scheinen unter dem Mikroskop meistens rein und eben, bisweilen haben sie einen welligen Verlauf wie in den Halen- und Bohusgraniten.

Zwei *chemische Analysen* des kleinkörnigen Granits von Westerbotten liegen vor:

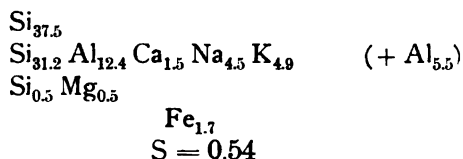
68. *Kleinkörniger, grauer Granit* von einem Berge oberhalb der Werft von Örnköldsvik, Westernorrlands län. Die Analyse ist von H. SANTESSON ausgeführt.

69. *Kleinkörniger grauer Granit* von dem Ledingeberge im Kirchspiel Graninge, Westernorrlands län. Die Analyse ist von H. SANTESSON.

68.



69.



Diese Granite sind ebenso wie die Stockholm- und Bohusgranite reicher an K als an Na, wiewohl dieses Übergewicht nur unbedeutend ist. Die kleinen Gehalte an Fe, Mg und Ca kennzeichnen diese Gesteine als einfache Quarzfeldspatgesteine. Bemerkenswert ist der grosse Überschuss an Al, der auch hier hervortritt. Dieser Überschuss scheint schwer erklärlich, da der Gehalt an Muskovit kaum für eine genügende Erklärung gehalten werden kann. Die mikroskopische Untersuchung zeigt jedoch, dass die Oligoklaskerne der Plagioklaskristalle in beiden Gesteinen stark getrübt und zum grössten Teil von einem muskovitähnlichen Mineral in verfilzten, bisweilen radialstruierten Aggregaten ausgefüllt sind. In einigen Fällen ist der Plagioklaskern teilweise durch ein kristallographisch einheitliches, lappig begrenztes Muskovitindividuum ersetzt. Es scheint nicht unwahrscheinlich, dass ein Teil der mehligten Massen, die mitsamt dem Muskovit die Plagioklaskerne ausfüllen aus Kaolin bestehen. Der relativ niedrige Gehalt an Alkali, besonders an Natron, der diese feinkörnigen Granite auszeichnet, könnte vielleicht als die Folge einer Zersetzung oder Pseudomorphosierung der Feldspate erklärt werden.

Ohne Zweifel kommen durchbrechende Granite auch in Lappland in nicht unbedeutender Menge vor. So tritt bei Elfsbyn ein roter Quarzfeldspatgranit auf, der Grünsteine durchbricht und dadurch in einen grauen Hornblendegranit verändert wird. Auf dem Eisenerzberge von Gellivara (Gellivara Malmberg) durchsetzen zahlreiche Gänge von Pegmatit und Quarzfeldspatgranit die Erze. Bei Pahtajänka geht ein Durchschnitt der Ofotenbahn durch grauen Granit, der mit scharfeckigen Bruchstücken von Grünstein angefüllt ist. Am Bahnhof Riksgränsen sind feinkörnige, aplitartige und pegmatitische Gänge in dem dortigen grobkristallinen Hornblendegranit und den archaischen Schiefern nicht selten. Dieser Hornblendegranit selbst (Wassijauregranit) durchsetzt auch diese Schiefer.

Auf der geologischen Übersichtskarte (1901) sind indessen die meisten der Granite Lapplands zu einer älteren Abteilung, der Upsala-Sala-Gruppe, geführt.

II. Archaische Massivgranite, die Hälleflintgneissformation umschliessende und auch von dieser umschlossene Granite.

Die Hauptmasse der archaischen Granite gehört zu dieser Abteilung. Sie sind unzweifelhaft jünger als die Abteilung der Hälleflintgneisse und Porphyre. Längs den Kontaktlinien der grossen Massive kommen aber die Eruptivcharaktere oft nicht deutlich zum Vorschein. Dies scheint in den meisten Fällen dadurch bedingt zu sein, dass diese Kontakte entweder Intrusivkontakte oder durch Druckmetamorphose umgebildet sind. Sie verlaufen oft einer ausgeprägten Schieferung parallel, die mit gleicher Richtung sowohl in dem Granit wie in dem angrenzenden Gestein entwickelt ist. Parallel dieser Schieferungsrichtung stehen auch häufig die alten Schichtebenen solcher archaischen Schiefer, die von dem Granit entweder umschlossen oder intrusiv durchdrungen sind.

In einigen Fällen bilden die hierhergehörigen Granite lakkolith- oder batholithartige Einlagerungen in den Schichtenkomplexen der älteren Gesteine. Andererseits können sie aber auch eine deutlich durchgreifende Lagerung und ein gangartiges Auftreten zeigen, wiewohl seltener als die sog. jüngeren Granite.

Diesen Unterschied zwischen den älteren und jüngeren Urgraniten betrachtet HÖGBOM als die offenbare Ursache davon, dass jene in älteren Darstellungen so oft als »konkordant eingelagert und genetisch von den lagerförmigen Granitgesteinen nicht wesentlich verschieden bezeichnet worden sind.«⁶⁵⁾

In der geologischen Übersichtskarte von Mellersta Sveriges Bergslag (1876—1881) findet man die betreffenden Granite von TÖRNEBOHM als *Filipstadgranit* und *Urgranit* bezeichnet, und in einer später (1883) veröffentlichten Übersicht desselben Gebietes werden sie als Urgranite der jüngeren Abteilung der Urformation bezeichnet. Die geologische Übersichtskarte von 1901 teilt sie versuchsweise in zwei Gruppen: die Filipstad—Wexiö-Gruppe und die Upsala—Sala-Granitgruppe. Von diesen werden — hauptsächlich auf Grund der Kontaktverhältnisse — letztere als »gleichzeitig oder wenig jünger als die Hälleflintgneisse« und erstere als »etwas jünger« als jene angesehen. Der Zusammenhang, der zwischen den Porphyren oder Hälleflintgneissen und den beiden Granitgruppen zu bestehen scheint, wird als ein Beweis für ihre fast gleichzeitige Entstehung betrachtet, und zwar so, dass diese Granite sich über die Erdoberfläche »als eine verstärkte Fortsetzung der Eruptionen der Porphyzeit« ausgegossen hätten.

Irgend welche genügende Beweise für die Verteilung der fraglichen Urgranite auf zwei Altersgruppen sind bisher noch nicht erbracht worden, und O. NORDENSKJÖLD, der selbst sowohl die Kontakte der Upsala-Sala- wie die der Wexiögranite gegen Porphyry und Hälleflintgneiss studiert hat¹⁰⁰), hebt auch mit vollem Rechte hervor, dass kein einziger Grund vorliegt, die ungefähre Gleichzeitigkeit der beiden Gruppen zu bezweifeln.

Dass auch die dritte Granitgruppe der Übersichtskarte, welche Gruppe die vorhin erwähnten »jüngeren Granite« umfasst, von den Upsala—Sala- und Filipstad—Wexiögruppen nicht streng geschieden ist, geht daraus hervor, dass erstere nicht selten ähnliche Kontakte und Eigenschaften wie letztere hat, weshalb diese Einteilung der betreffenden Granite sich auch nicht selten als unzuverlässig erwiesen hat.

Unzweifelhaft scheint es jedoch zu sein, dass die typischen jüngeren Granite (Stockholmgranit, Bohusgranit u. a.) nicht unerheblich jünger als die übrigen Urgranite sein müssen.

Es verdient hier daran erinnert zu werden, dass die wissenschaftliche Arbeit, die dieser provisorischen Einteilung der Granite zu Grunde liegt, noch nicht abgeschlossen ist. Die Auffassung der archaischen Bildungen Schwedens hat seit den Jahren 1870—1880, als TÖRNEBOHM dieselben unter den schwierigsten Verhältnissen in neue und reiche Beleuchtung stellte, bis auf unsere Tage höchst bedeutende Veränderungen erlitten. Die wichtigste derselben ist wohl die Erkenntnis *der Schieferigkeit als einer sekundären Struktur*. Hierdurch wurde nämlich der Auffassung von der Metamorphose als eines gesteinsausbildenden Faktors in Schweden die Tür geöffnet. Die Bedeutung der Eruptive und besonders der Granite für die Zusammensetzung des Grundgebirges ist auch klarer dargestellt und tiefer erfasst worden. Die Erforschung der Grundgebirgsbildungen ist jedoch nur qualitativ, nicht quantitativ verfolgt worden. Wir kennen nur wenig von dem Verlauf und den etwaigen Einflüssen der Metamorphose. Sowohl ihr Minimum und Maximum als auch das Verhältnis zwischen ihren verschiedenen Graden sind uns noch beinahe völlig unbekannt. Mit anderen Worten: Bis zu welchem Grade von Schwererkennbarkeit die metamorphischen Umbildungen die Gesteine beeinflusst haben, ob sie etwa nicht nur die mineralogische und strukturelle Kleidung der Gesteinsmasse, sondern auch seine Substanz verändern oder pseudomorphosieren können, und in welche Reihenfolge die uns bekannten metamorphischen Gesteinstypen gestellt werden müssen, damit die Gradationen und auch die qualitativen Unterschiede in ihren natürlichen Relationen hervortreten, das sind Fragen, die wir noch nicht sicher beantworten können.

Der Feldgeologe hat jedoch keine Zeit gehabt, die Lösung dieser Fragen abzuwarten. Er hat es versucht, sein Ziel, die geologische Kartierung, mit Hilfe der einmal angenommenen Ideen von der Bildungsweise zu erreichen. Ein stark metamorphisches Gestein war für ihn häufig ein altes Gestein, »ein Gestein von einem altertümlichen Aussehen«; ein feinkörniger Schiefer wurde von ihm der *geologischen* Gruppe der Hälleflint-

gneisse und ein *grobkristallinischer* der Gneissabteilung zugeteilt. Die stark schieferigen Randzonen der Granitmassive sind in dieser Weise auch oft zu der älteren Gneissabteilung gerechnet worden. Der wenig hervortretende Unterschied zwischen den letzteren und den durch Kristallisierung der Hälleflintgneisse entstandenen Gneissen wurde in der Regel nicht beachtet.

Hierzu kommt noch, dass die geologischen Verhältnisse ungleichartiger archaischer Gesteine im Felde oft sehr schwer zu erklären ist. Bekanntlich haben nämlich durchgreifende, in ihrem Verlauf noch nicht näher studierte tektonische Umgestaltungen den archaischen Gebirgsgrund betroffen. Die steile Lagerstellung, starke Fältelung, Ausbildung der linearen Parallelstruktur und das eruptive Zerbrecen der Sedimentkomplexe sind solche nur wenig studierte Vorgänge. Durch ihren Einfluss sind die ursprünglichen Kontaktverhältnisse mehr oder weniger verwischt. Die Kontaktflächen zwischen den Hälleflintgneissen und den verschieferten Graniten haben infolgedessen oft nicht mehr die Beschaffenheit von stratigraphischen Ebenen noch von eruptiven Kontaktebenen.

Über die Einteilung der Urgranite besteht daher eine sehr grosse Unsicherheit. Das Altersverhältnis der Upsala—Sala- und der Filipstad—Wexiö-granite scheint nicht näher als durch folgende Tatsachen angegeben werden können:

1) Wenn diese Granite deutliche Kontakte gegen die Porphy-Hälleflintgneissgesteine zeigen, verhalten sie sich geologisch zu diesen als jüngere Eruptivgesteine.

2) In den einzelnen Gebieten sind immer die »sauren« Typen jünger als die »basischen«.

3) In den einzelnen Gebieten kehren petrographisch gleiche Typen immer wieder.

4) Granite von übereinstimmender Zusammensetzung kommen in getrennten Gebieten mit ungleicher Strukturentwicklung vor. Diese Ungleichheit ist bald primären Ursprungs (verschiedener Art von körniger Entwicklung, porphyrtartiger Ausbildung etc.), öfter ist sie aber sekundär entstanden, eine Folge metamorphischer Prozesse, die das Gestein nach seiner Kristallisation betroffen haben.

Wexiögranite.

Mit diesem Ausdruck bezeichnete HUMMEL in der Beschreibung der geologischen Kartenblätter Huseby und Wexiö (1877) eine Gruppe der in Småland allgemeinen roten, bisweilen grauen Granite. Sie enthalten nach HUMMEL Orthoklas nebst Oligoklas und blauen Quarz, schwarzen Glimmer und bisweilen Hornblende. Nach HUMMELS Erläuterungen und den Handstücksammlungen von Wexiögranit scheint dieser Name ursprünglich für mittel- bis feinkörnige Granite und zwar für sowohl einfache Alkalifeldspat-Quarz-Granite (*rote Wexiögranite*) als auch für die

reichlich dunkle Minerale und kalkreiche Plagioklase enthaltenden (*graue Wexiögranite*), angewandt worden zu sein.¹ Der SiO_2 Gehalt eines Wexiögranits aus der Nähe von Lerckemåla, im Kirchspiel Tjureda, war 71,08 % SiO_2 , und der eines grauen Wexiögranits von der Eisenbahnstation Gemla, im Kirchspiel Öja, 67,08 %, nach den in den Erläuterungen zum Blatt Wexiö von HUMMEL angeführten Bestimmungen von H. SANTESSON.

HOLST hält in den Erläuterungen zu den Blättern Lessebo, Hvetlanda und Lenhofda an der von HUMMEL gegebenen Umfassung des Namens Wexiögranit fest und bestätigt die Stellung der beiden Typen zu einander. Nach HOLST kann der rote Wexiögranit als ein *Orthoklasgranit* und der graue in seiner am besten entwickelten Form als ein überwiegend *plagioklasführender Granit* bezeichnet werden. Der graue Wexiögranit ist auch ärmer an Quarz und reicher an dunklem Glimmer als der rote Granit, der in seiner typischen Form nur kleine Mengen Biotit enthält.

Auf dem Blatt Hvetlanda unterscheidet HOLST ausser den beiden Wexiögranittypen noch zwei andere Granittypen, den *Färedaggranit* und den *Grinderumgranit*. Beide ähneln dem roten Wexiögranit, sind aber grobkörniger. Der Grinderumgranit nähert sich ausserdem dem Augengranit, und dieser zeigt Abweichungen, durch die er sich dem grauen Wexiögranit nähert.

O. NORDENSKJÖLD hebt hervor, dass unter dem Namen Wexiögranit eine Serie von Graniten verstanden worden ist, »die in verschiedenen Gegenden verschieden aussehen und wohl auch verschieden zusammengesetzt sind, aber gegeneinander im allgemeinen keine scharfe Grenze zeigen».

Der Namen *Augengranit* ist in den geologischen Blättererläuterungen von Småland für Granite von sehr ungleicher Zusammensetzung angewandt worden. HUMMEL, der in der Beschreibung zum Blatt Linde 1873 die Bezeichnung Örebrogranit für die reinen Quarzfeldspatgranite, benutzte, die TÖRNEBOHM danach Fellingsbrogranit nannte, hat in den Beschreibungen zu Huseby und Wexiö (1877) diesen Namen für den Augengranit von Småland angewandt. In den übrigen geologischen Beschreibungen der småländischen Kartenblätter wird jedoch die Bezeichnung auch für grobkristallinische quarzarme hornblende- und biotitreiche Granite angewandt. So benutzt HOLST dieselbe in Hvetlanda für ein Gestein, das nur kleine Mengen Quarz enthält, und desgleichen hat SVEDMARK im Blatt Oskarshamn mit diesem Ausdruck grobkörnige quarzarme Hornblende-Biotit-Feldspatgesteine bezeichnet. Die augenartige (sog. porphyrtartige) Ausbildung ist also eine Strukturform, die bei verschiedenen Graniten vorhanden ist, und dieser Bezeichnung ist daher auch keine geologische Bedeutung beizumessen.

Zu den Wexiögraniten gehört nach der geologischen Übersichtskarte der S. G. U. (1901) auch die Hauptmasse der Granite in den Küsten-

¹ Siehe auch O. TORELLS Angaben über die Bedeutung des Namens Wexiögranit ¹⁹).

gebieten von Småland. Die Gebiete zwischen Oskarshamn und Westervik enthalten Granitgesteine von sehr wechselnder Zusammensetzung. Sie bilden eine Serie von »basischen» bis »sauren» Gesteinen. Unter den letzteren begegnen uns die petrographisch interessanten und wegen ihrer Schönheit und Verarbeitbarkeit für architektonische Zwecke allgemein benutzten Wirbo-(Wånevik-)typen.

Der *Wirbgranit* und die mit demselben nahe verbundenen Uthamar- und Götemargranittypen sind einfache Perthit-Quarzgranite. Nach der Struktur stimmen sie mit den plagioklasarmen Rapakivigraniten des südöstlichen Finlands sehr gut überein. Sie sind nur sehr schwach von



Fig. 20. Wirbgranit von Gesshult (Analyse 71). Mikrophotographie im pol. Lichte von einem grösseren Dünnschliffe. Vergr. $2\frac{2}{3}$.

mechanischen Kräften beeinflusst und daher als fast unveränderte Erstarrungsprodukte aufzufassen,

Die einfach zusammengesetzten Wirbgranite sind etwas jünger als die roten, mittelkörnigen, eigentlichen Wexiögranite, die Augengranite und die Hornblendegranite. In einigen Gebieten gehen sie jedoch in mehr komplexe Granite über und zeigen an den Kontrakten gegen ältere Gesteine auch bedeutende chemisch-mineralogische Veränderungen.

Von dem eigentlichen Wirbgranit liegen jetzt mehrere chemische Analysen von Handstücken aus mehreren Gebieten vor. Aus der grossen Übereinstimmung dieser Analysen sowie der Gesteine selbst geht die petrographische Stabilität des Wirbgranittypes hervor. Makroskopisch

waren diese Gesteinsproben einander sehr ähnlich. Die dunkelbraunrote Farbe des Feldspats, das Fehlen makroskopisch unterscheidbaren Plagioklases, die selbständige Begrenzung der dunklen oder grauen Quarzkörner und ihre Anhäufung wie eine Art Grundmasse zwischen den grossen Feldspatkörnern, die wenig hervortretende Menge der dunklen Minerale und die mittelkörnige augengranitartige Ausbildung des Gesteins, das alles sind auffallende äussere Charaktere. Die Ähnlichkeit mit dem plagioklasarmen Rapakivgranit (von Perthit-Quarztypus) erstreckt sich auch auf die mikromorphologischen Züge. Der Mikroklinmikroperthit ist bei beiden Gesteinen sehr ähnlich. Die Anordnung und Idiomorphie der Quarzkörner tritt in derselben charakteristischen Weise hervor. Zuweilen sind Restquarz und *mikropegmatitische* Implikationen zu finden. Myrmekit scheint nicht vorhanden zu sein.

Der Wirbgranit zeigt aber Deformationsstrukturen. Im grossen Ganzen scheinen sie nur schwach entwickelt und einige Varietäten haben kaum stärker entwickelte Druckstrukturen als die Rapakivgesteine selbst. Oft zeigen jedoch die einzelnen Körner höchst bedeutende, bisweilen sehr interessante innere und äussere Deformationen. Dieselben haben aber nicht die ursprüngliche charakteristische Struktur des Gesteins verbergen können. Nur haben die Quarzkörner ihre idiomorphe Gestalt verloren und liegen zwischen den — offenbar widerstandsfähigeren — Perthitkörnern eingeklemmt und in die Länge gezogen. Die Perthitlamellen des Mikroklin scheinen bei stärkerer Pressung andere Formen angenommen haben, was dafür spricht, dass auch der Mikroklin innere Veränderungen erlitten hat.

Der Plagioklas der Wirbgranite besteht aus *Albit*. Sowohl die mikroskopisch wahrnehmbaren, frei auftretenden Plagioklaskörner als auch die perthitisch im Mikroklin verwobenen Lamellen bestehen aus Albit. Erstere enthalten aber öfters einen Kern von einem *kalkreicheren Plagioklas* ($Ab_9An_1 - Ab_8An_2$)¹ Biotit und Chlorit kommen in geringen Mengen vor. Magnetit, Titanit, Flussspat und Zirkon sind gewöhnliche accessorische Beimengungen.

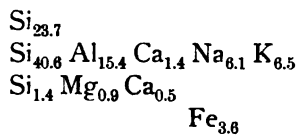
70. *Wirbgranit* von Wirbo, im Kirchspiel Misterhult, Blatt Oskarshamn. Analyse von H. SANTESSON.

71. *Wirbgranit*. Nordwestlich von Gesshult, im Kirchspiel Misterhult, Blatt Oskarshamn. Analyse von H. SANTESSON.

72. *Wirbgranit*. Nordöstlich von der Lotsenstation Klubb im Kirchspiel Döderhult, Blatt Oskarshamn. Analyse von H. SANTESSON.

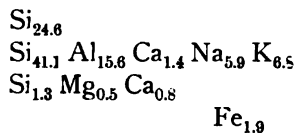
¹ Hiermit stimmen aber nicht die in den Atomgruppierungen berechneten Ca-Gehalte der Feldspatkerne überein, was vielleicht zum Teil durch die in der Gruppierung nicht mit aufgenommenen Mengen von Flussspat und Apatit erklärt werden kann.

70.



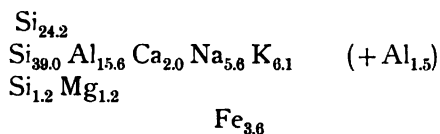
$$S = 0.36$$

71.



$$S = 0.37$$

72.

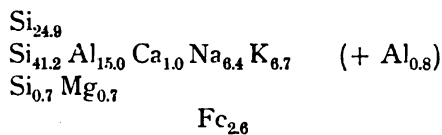


$$S = 0.38$$

In chemische Hinsicht schliesst sich der Wirbgranit nahe an den Ragundagranit und den Rapakivigranitporphyr von Rödön, ist aber von diesen durch das Verhältnis zwischen den Alkalimetallen, die in dem Wirbotypus in beinahe äquivalenten Mengen vorhanden sind, unterschieden.

Als ein weiterer Beweis für die chemische und petrographische Stabilität, die diesem Typus eigen ist, verdient angeführt zu werden, dass ein makroskopisch übereinstimmender Granit, der bei Onas in Finnland fest ansteht und von Frl. NAIMA SAHLBOM im Laboratorium des Geol. Kommissions zu Helsingfors analysiert worden ist (73), auch eine mit der des Wirbgranits sehr nahe übereinstimmende Zusammensetzung gezeigt hat.¹¹⁷⁾

73.



$$S = 0.37$$

Der Granit von Onas enthält Hornblende, der Wirbgranit dagegen trotz seines höheren Gehaltes an Kalk und Magnesia nur einen stark chloritisierten Biotit als wesentlichen dunklen Gemengteil.

Die Wirbogranite sind also einfach zusammengesetzte Granite von verhältnismässig niedrigem Gehalt an Quarz resp. Kieselsäure. Sie können folglich nicht wie die meisten übrigen einfach zusammengesetzten Granite als »saure« Granite bezeichnet werden. Sie sind auch keine basischen oder intermediären Granite. Ihre Stellung ist dagegen durch das starke Vorwalten der Alkalifeldspate gekennzeichnet. Die Wirbogranite gehören infolgedessen zu der von ROSENBUSCH als Alkaligranite bezeichneten Gruppe.

Der Wirbogranit steht jedoch geologisch sowohl zu mehr quarzreichen als auch zu mehr basischen Graniten in naher Beziehung. Zu den ersteren gehören diejenigen Granite, die *Götemar-* und *Uthammargranit* benannt worden sind. Dieselben sind etwas reicher an Quarz als der Wirbogranit. Sonst stimmen sie aber mit demselben nahe überein. Sie enthalten nur sehr wenig dunkle Minerale, hauptsächlich Biotit, bisweilen auch etwas Muscovit. Beim Götemargranit ist die Augengranitstruktur weniger hervortretend als beim Wirbogranit. Der *Uthammargranit* wird in den Erläuterungen zum Blatt Oskarshamn als Porphyrgranit bezeichnet, was unrichtig ist, da in diesem Gestein keine wahre Porphystruktur, sondern nur die gewöhnliche Augenstruktur vorkommt. Dieser Granittypus bildet den Gebirgsgrund von recht bedeutenden Gebieten der Küste nördlich von Oskarshamn. Durch seine Kontaktverhältnisse zu dem sog. Westerviks-quarzit, einer zu der Abteilung der Hälleflintgneisse gehörigen archaischen Quarzitformation ist er von bedeutendem Interesse. Der Kieselsäuregehalt des Uthammargranits nimmt nämlich nach den Quarzitkontakten hin sehr bedeutend zu. In unmittelbarer Nähe derselben ist der Quarzgehalt um ungefähr 40 % von dem für den Granit normalen gestiegen. Nicht desto weniger ist dieser Granit ein durchaus homogenes Gestein, woraus gefolgert werden kann, dass die Kieselsäureassimilation schon vor dem Beginn der Kristallisation des Magmas vollendet war.

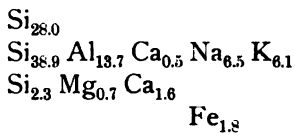
Dieser »ultrasaure« Granit, — der *Älögranit* nach einem Vorkommen auf der Insel Älö in den Schären von Oskarshamn — ist ein seiner makroskopischen Beschaffenheit nach sehr charakteristisches Gestein.¹ Er besteht hauptsächlich aus blassrotem Kalifeldspat (Mikroklinmikroperthit) und hellem feinaggregiertem Quarz. Unter dem Mikroskop erscheint der Älögranit seiner Stammform, dem Uthammartypus, in der Hinsicht unähnlich, dass sein Perthit nur wenig Plagioklas enthält. Sein Quarz ist zermalmt und Myrmekit kommt reichlich vor. Die chemischen Analysen 74, 75 sind von H. SANTESSON ausgeführt.

74. *Uthammargranit*. Die Probe stammte aus einem Steinbruch südöstlich von Uthammargranit im Kirchspiel Misterhult, Blatt Oskarshamn.

75. *Älögranit*, ultrasaurer Granit. Stora Bergön, im Kirchspiel Misterhult, Blatt Oskarshamn.

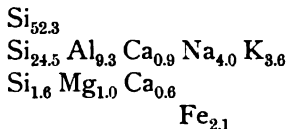
¹ Er stimmt petrographisch nur mit dem sog. Wängegranit der Upsala-Sala-Gruppe überein.

74.



$$S = 0.40$$

75.



$$S = 0.67$$

Der Uthammargranit zeigt also einen höheren Quarzgehalt als der Wirbotypus. Bei dem Älögranit in unmittelbarer Nähe der archaischen Quarzitformation hat diese Steigerung ihr Maximum erreicht. Beinahe zwei Drittel von allen Si-Atomen des Gesteins gehören zum Quarz. Das gegenseitige Verhältnis der Alkalien ist ungefähr dasselbe wie beim Virbogranit. Eine Verschiebung zu Gunsten des Natriums scheint jedoch eingetreten zu sein.

Trotz seines hohen Gehalts an Kieselsäure kann der Älögranit seiner nicht unbedeutenden Ca-Menge wegen doch kaum als ein saurer Granit bezeichnet werden. Er enthält einen Plagioklas, der in der Zone (100): (001) stets fast parallel auslöscht.

In den nordöstlichsten Gebieten von Småland herrschen zum Teil andere geologische Verhältnisse. Auf dem Blatt »Westervik« besteht die archaische Schieferformation überwiegend aus *Quarzit*, dem sog. Westerviksquarzit. Hier ist auch eine grossartige Kontaktmetamorphose zu sehen. Nach dem, was Dr. F. SVENONIUS gütigst dem Verfasser mitgeteilt hat, nimmt diese Metamorphose einen ganz anderen Verlauf als in den südlicheren Küstengebieten von Småland. In einigen Teilen der Kontaktzone scheint eine vollständige Verschmelzung der beiden Gesteine stattgefunden zu haben. Infolgedessen haben sich Gesteine entwickelt, die nach SVENONIUS sowohl mit dem Granit als auch mit dem Quarzit durch petrographische Übergänge verbunden sind und folglich im Felde nicht bestimmt von denselben geschieden werden können.

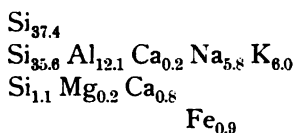
Zwei *chemische Analysen* (76, 77) der Granite dieser Gebiete von R. MAUZELIUS liegen vor.

76. Roter mitteldörniger Granit. Hummelstad—Svartsmörja, Blatt Westervik.

Dies ist ein Perthit—Quarzgranit, sehr arm an dunklen Mineralen (Biotit). Plagioklas ist makroskopisch nicht zu sehen. Das ursprüngliche Korn ist zum Teil durch Zermalmung verzehrt. Hierdurch hat das Gestein ein unklares, stumpfes Korn erhalten, ein makromorphologischen Charakter der demjenigen entgegengesetzt ist, der mit dem Ausdruche »gut individualisierte Minerale« bezeichnet zu werden pflegt.

Dieser Granit ist offenbar eine Varietät des sog. roten Wexiögranits, und er ähnelt die gleichkörnigen Tunagraniten des im Süden angrenzenden Oskarshamnblattes.

76.



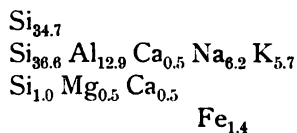
$$S = 0.51$$

77. *Roter, mittelkörniger Granit.* Bei der Hütte von Ankarsrum. Blatt Ankarsrum.

Dieses Gestein stimmt in allen Beziehungen mit dem vorher erwähnten gut überein und kommt auch in demselben Gebiete wie dieses vor. Es hat also makroskopisch das gewöhnliche Aussehen der Perthit-Quarz-Granite. Das Korn ist aber nicht ganz klar. *Mikroskopisch* kann die partielle Zermalmung und die beginnende Umkristallisierung des Gesteins konstatiert werden. Auch erscheint mikroskopisch der Plagioklas als ein ziemlich hervortretender Bestandteil, sowohl als perthitische Einlagerungen in dem Mikroklin, wie als selbständige Kristallkörner. Letztere zeigen bisweilen Zonenstruktur und enthalten einen Kern von kalkreicherem Plagioklas. In Schnitten (010) wurden Auslöschungswinkel von $-8,5^\circ$ im Kern und $+9^\circ$ in der äusseren, breiten Zone gemessen. Dies ergibt eine Zusammensetzung von ungefähr $\text{Ab}_2 \text{An}_1$ für den Kern und $\text{Ab}_6 \text{An}_1$ für die Aussenzone. Die Plagioklaskerne zeigen regelmässige einfache Begrenzung und nicht wie in den komplexen Graniten von Småland eine unregelmässige schwammige Form.

Bemerkenswert sind die kleine Partien von *Mikropegmatit*, die hie und da in der Gesteinsmasse, meistens an den Orthoklaskörnern, vorkommen. Sie sind oft kräftig druckverändert, weshalb die Struktur teilweise zerstört und eine feinkörnige Masse gebildet worden ist. Ausserdem kommt auch oft *Myrmekit* vor und zwar da, wo Biegungen oder Knickungen vorhanden sind.

77.



$$S = 0.48$$

Wie die Tunagranite des Blattes Oskarshamn, so sind auch diese Granite (76, 77) von sehr einfacher Zusammensetzung, nämlich hauptsächlich Alkalifeldspat-Quarzgesteine. Wie bei der Mehrzahl der durchbrechenden Granite sind auch hier die Si-Atome beinahe in gleicher Zahl auf Quarz und Feldspat verteilt.

Die Berechnung der Atomgruppierung stimmt mit dem Resultat der mikroskopischen Untersuchung insofern nicht ganz überein, als dieselbe für den Plagioklas eine Zusammensetzung von Ab_2An_1 — Ab_3An_1 ergeben hat, die Berechnung aber einen bedeutend niedrigeren Kalkgehalt aufweist. Um dies zu erklären, muss man annehmen, dass die Al-Mengen zu klein oder die Alkaligehalte der Analyse etwas zu hoch geworden sind.

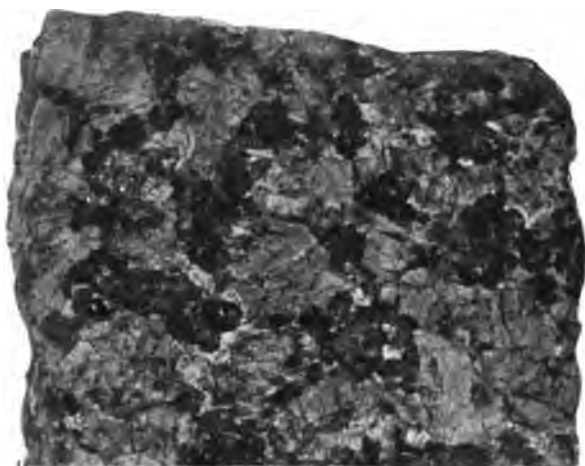


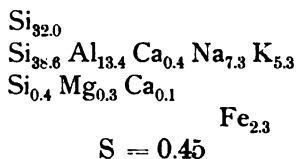
Fig. 21. Granit von der Insel Jungfrun (Analyse 78) im Kalmarsund. Autotypie von einem Handstück. Die idiomorphen tief rauchgefärbten Quarzkörner erscheinen schwarz und die roten Feldspate grau. Nat. Grösse.

Keiner der bekannten archaischen Granite von Schweden zeigt eine so vollständige idiomorphe Ausbildung des Quarzes wie der rote Granit der Insel Jungfrun im Kalmarsund. In der Beschreibung des geologischen Kartenblattes Oskarshamn wird dieser Granit petrographisch und geologisch zu dem sog. *Götemartypus*¹ geführt. Der Götemargranit ist jedoch teilweise ziemlich stark umgewandelt und zeigt bisweilen einen Muscovitgehalt, der aus sekundären Veränderungen des Gesteins hervorgegangen zu sein scheint. Der Granit von Jungfrun ist sehr arm an dunklen Mineralen und kann als beinahe reiner Perthit-Quarz-Granit bezeichnet werden.

Die chemische Analyse einer Probe des Jungfrungranits wurde in der Materialprüfungsanstalt der Techn. Hochschule zu Stockholm von Herrn Ing. E. ÖSTLUND angeführt (78).

¹ Der Namen stammt von dem kleinen See Götemaren unweit der Strasse von Kalmar (Kalmarsund).

78.

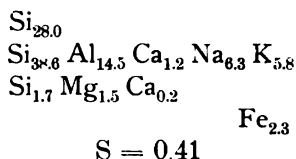


Mit den Wirbo- und Göttemarggraniten stimmt der gleichfalls zu Bauzwecken häufig verwendete Granit von Wånevik im nordöstlichen Teil des geol. Kartenblattes Mönsterås gut überein. Unter dem Mikroskop erscheint dieser gewissermassen anders beschaffen, weil durch Pressungen eine Mörtelstruktur entstanden ist. Die Quarzkörner sind vollständig in Aggregate zerfallen. Der Perthit stimmt mit denen der Wirbo- und der Rapakivigranite überein, teils ist er dem der hochmetamorphosierten Granite gleichartig.

In dem *Wånevikgranittypus* kommt in schöner Entwicklung ein eigentümlicher fleckiger Plagioklas vor, der bisweilen auch in anderen kalkhaltigen Graniten beobachtet worden ist. Bei gekr. Nic. sieht man, dass diese Plagioklase von skelettartig oder schwammig gestalteten, ziemlich kalkreichen Kernen bestehen, die durch einen sauren Plagioklas zu kompakten Kristallkörnern ausgeheilt worden sind. Die ziemlich scharfen Grenzen des Kernplagioklases verlaufen sehr verwickelt im Inneren des Kristalls. In einigen, wahrscheinlich den tangentialen Schnitten der Körner scheint das Plagioklaskorn gleichsam von parallelorientierten Bruchstücken basischen Plagioklases zusammengesetzt zu sein, die in dem sauren Plagioklas eingebettet liegen. In anderen Fällen — in den zentralen Schnitten — giebt es nur einen, aber nach aussen durch eine sehr zackig verlaufende Linie begrenzten Kern aus kalkreicherem Plagioklas. Derselbe ist von einem albitartigen Plagioklas umgeben. Die Zusammensetzung der Kerne scheint eine homogene zu sein. Die saure Plagioklassmasse hat zonare Zusammensetzung in der Weise, dass ihr Kalkgehalt von Innen nach aussen schnell abnimmt. (Fig. 9, Taf. 17.)

Eine Analyse (79) des Wånevikgranits von Wånevik, im Kirchspiel Döderhult, Blatt Mönsterås, ist von R. MAUZELIUS ausgeführt.

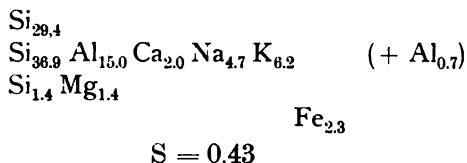
79.



Mit den Wirbo- und Wåneviksgraniten chemisch nahe verwandt ist ein feinkörniger roter Granit aus der Gegend südlich von Marieholm, westlich von Oskarshamn. Es ist dies ein stark umgewandelter und auch mechanisch beeinflusster Granit, der jedoch hinsichtlich der Beschaffenheit

des Perthits und der Form der Quarzkörner eine Übereinstimmung mit den genannten, mehr grobkörnigen Graniten erkennen lässt. Dieses Gestein ist von H. SANTESSON analysiert (80):

80



Wegen des Gehalts an CaO und MgO ist dieser Granit als eine Übergangsform zu den intermediären und basischen Graniten zu bezeichnen.

Mit den letzterwähnten Graniten scheinen einige Granite, die bei den geologischen Rekognoscierungen unter dem Namen *Tunagranit* zusammengefasst worden sind, nahe verwandt zu sein. Sie sind in dem nordwestlichen Teil des Oskarshamnsblattes verbreitet. Der Kalifeldspat hat bei diesem Typus geringere Dimensionen als bei den Wirbogramiten und basischen Augengraniten, und er ist daher zu einer besonderen Gruppe gebracht und als roter, gleich- und mittelkörniger Granit bezeichnet worden. *Makroskopisch* sind die Tunagranite durch die Zusammensetzung: braunroter Feldspat und Quarz von gewöhnlich hell violettblauer Farbe, charakterisiert. Sie enthalten oft nur sehr unbedeutende Mengen dunkler Minerale. Das Korn zeigt bisweilen Zerfallen, so dass das Gestein im Ganzen klein- bis feinkörnig erscheint.

Die *Mikrostruktur* der Tunagranite bietet vieles von grossen Interesse. Man erkennt den charakteristischen Perthit der Wirbogramite. Gewöhnlich zeigt sich aber derselbe mehr unregelmässig und wechselnd als bei diesen Graniten. Die Plagioklasinterpositionen des Kalifeldspates bilden gewöhnlich klumpenförmige kleine Massen. Daneben kommt aber auch Perthit von der charakteristischen Art vor, die wir bei den durchbrechenden Graniten kennen gelernt haben, und die durch einen geringeren Gehalt an eingelagerten Plagioklaspartikelchen und durch die scharfe Begrenzung dieser Interpositionen ausgezeichnet ist. Die Perthitkörner des Tunagranits sind auch in höchst verschiedenem Grade von derartigen Einlagerungen ausgefüllt. Wenn man diese Perthitkörner jedes für sich analysierte, würde man wahrscheinlich finden, dass sie in der Zusammensetzung unter sich sehr verschieden sind. Zum Unterschiede von den Wirbogramiten ist der Tunagranit bisweilen reich an Myrmekit. Übrigens zeichnen Druckstrukturen und unregelmässiges, teilweise welliges Gefüge dieses Gestein mikroskopisch aus, das also im Ganzen den Eindruck macht bedeutende strukturelle Umbildungen erlitten zu haben. Auch durchgreifende *chemische* Veränderungen haben stattgefunden. Dadurch sind aus den Feldspatmineralen Muskovit und Epidot entstanden. In der Regel sind die Tunagranite reich an Kieselsäure, doch in recht verschiedenem Grade.

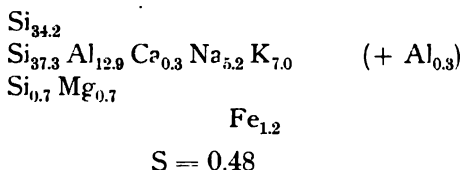
81. *Tunagranit* von Kvarnäs im Kirchspiel Tuna. Blatt Oskarshamn. Analyse von H. SANTESSON.

82. *Tunagranit* von Ängsdal im Kirchspiel Tuna. Blatt Oskarshamn. Analyse von R. MAUZELIUS.

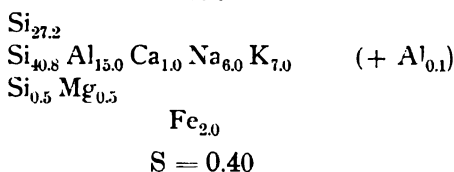
83. *Klein- bis mittelkörniger roter Wexögranit*, mit dem Tunagranit übereinstimmend, von Sönnerrhult im Kirchspiel Wena. Blatt Hvetlanda. Analyse von H. SANTESSON.

Letzteres Gestein ist *makroskopisch* ein blassroter Alkalifeldspat-Quarz-Granit mit feinaggregiertem, weisssgrauem Quarz. Auch der Feldspat ist zum Teil in Aggregate zerfallen. Demzufolge hat das Gestein ein strumpfes Korn. Der Plagioklas tritt makroskopisch nicht deutlich hervor. Dunkle Minerale sind nur spärlich anwesend. *Unter dem Mikroskop* sind *bedeutende Deformationen* zu sehen. Der Feldspat ist zum grössten Teil ein nur spärlich perthitische Interpositionen enthaltender Mikroklin. Daneben sieht man auch Überreste eines plagioklasreichen Perthits. Das Gefüge ist wegen der Deformationen zackig und uneben. Der Quarz ist im allgemeinen granuliert, aber Reliktkörner mit einheitlicher Auslöschung und idiomorpher Gestalt sind doch hier und da zu sehen. Von Umwandlungsprodukten kommen Chlorit und Epidot vor.

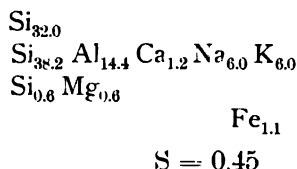
81.



82.



83.



Intermediäre Granite kommen in Småland von basischen begleitet vor. Solche Granite enthalten Kalk, Magnesia und Eisenoxyde in mässigen Quantitäten. In den geologischen Erläuterungen finden wir diese Gesteine unter den Namen grauer (bisweilen roter) Wexiögranit, Augengranit und Hornblendegranit wieder. Sie bilden in chemisch-petrographischer wie auch in geologischer Hinsicht eine Serie, die einerseits zu den »sauren« d. h. einfach zusammengesetzten Graniten, andererseits zu den komplexen, quarzsyenitischen, monzonitischen oder quarzdioritischen Graniten (Mischgraniten) in Beziehung steht. Zu den intermediären Graniten können folgende etwas näher studierte Granite gerechnet werden.

84. Augengranit von Högsby, Blatt Mönsterås. Analyse von R. MAUZELIUS. Es ist dies ein Biotitgranit, dessen »Augenstruktur«, die in diesem Falle mehr einer wirklichen Porphyrystruktur gleicht, dadurch charakterisiert ist, dass eine vollständig umkristallisierte feingranulierte Grundmasse von Quarz und Feldspat grössere, an perthitischen Einlagerungen gewöhnlich arme Mikroklinkristalle umgiebt. Diese Mikroklinkristalle sind Überreste einer älteren, normalkörnigen Granitmasse. Unter den Einsprenglingen giebt es auch Kristallkörner eines Oligoklasfeldspates und ausserdem eigentümliche Feldspatkomplexe, die aus grob zusammengeflochtenem Mikroklin und zonenstruiertem, geflammtem Plagioklas, bisweilen auch mit etwas Quarz vermengt, bestehen. Die *Zwischenmasse* ist zum grossen Teil aus granuliertem Quarz und Plagioklaskörnern zusammengesetzt. Letztere sind oft myrmekitartig von Quarzadern durchzogen. Der Myrmekit wird nur in der Zwischenmasse, hier aber sehr reichlich angetroffen. Die *Struktur* dieses Gesteins scheint durch partielles Zermalmen und Wiederkristallisieren der so entstandenen Mörtelzwischenmasse hervorgegangen zu sein.

85. Granit von Finsjöer Mühle im Kirchspiel Fliseryd, Blatt Mönsterås. Die Analyse ist von R. MAUZELIUS ausgeführt.

Dieser Granit stimmt der Hauptsache nach mit dem eben beschriebenen Augengranit nahe überein. In der feinkörnigen Zwischenmasse, die hier eine ziemlich dunkle Farbe hat, ist reichlich Biotit nebst Epidot, Titanit und Titanomagnetit mit Leukoxenkränzen zu sehen. Der Myrmekit fehlt hier. Die *Zwischenmasse* ist eine Mischung von granuliertem Feldspat, Quarz und dunklen Mineralen. Die Einsprenglinge bestehen teils aus Mikroklin, teils aus Plagioklas. Jener hat oft die Beschaffenheit eines primären Mikroklinmikroperthits, und dieser zeigt die interessante, oben erwähnte Ausfüllung eines skelettartigen Oligoklases durch Albit. Ohne Zweifel ist dieser ein durch Zermalmung und Umkristallisierung im hohem Grade umgebildeter Granit.

86. Augengranit. An der Landstrasse zwischen Runtorp und Tokebo. Blatt Kalmar. Analyse von R. MAUZELIUS.

Dieser Granit hat eine typische *Augengranitstruktur*. Die graubraunen Mikroklinkristalle treten durch ihre Grösse hervor. Ein porphyrisches Aussehen hat das Gestein aber nicht. U. d. M. zeigt dasselbe sehr viel

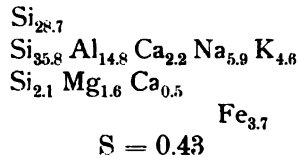
Plagioklas. Die Pressung scheint nur schwach gewesen zu sein, weil hier und da *primärstruierter* Perthit und idiomorphe Quarzkörner als Struktur-relikten beobachtet werden können. Die *chemischen Umwandlungen* besonders der kalkreicheren Plagioklase sind dagegen sehr weit fortgeschritten. Dieselben sind nämlich ganz von Epidot- und Muskovit- Mikrolithen angefüllt.

87. *Augengranit* von Brännemosse, Blatt Kalmar. Analyse von H. SANTESSON.

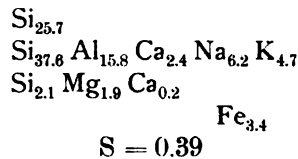
Dieser Granit stimmt makroskopisch mit dem vorher erwähnten (86) nahe überein.

Die nach diesen vier Analysen berechneten Atomgruppierungen sind wie folgt.

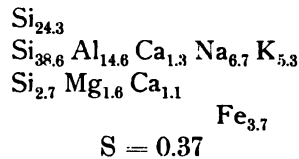
84.



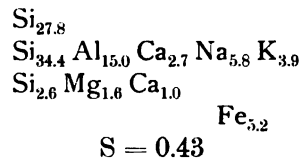
85.



86.



87.



Der chemische Unterschied zwischen diesen Graniten und den Wirbotypen besteht in den höheren Gehalten an Natron, Kalk, Magnesia und Eisenoxyden der ersteren. Die wesentliche Differenz ist folglich durch Zufuhr von neutralen Silikaten, Kalknatronfeldspat und Metasilikaten aus Kalcium, Magnesium und Eisen bedingt.

Mischgranite (komplexe Granite oder sog. basische Granite). Hieher werden solche Granite gerechnet, die makroskopisch als grauer Granit, grauer Wexiögranit, Hornblendegranit (Titanitgranit) und Augengranit bezeichnet worden sind. In der Regel sind sie *Hornblende-Biotitgranite* von grauer Farbe. Sie enthalten schwankende Mengen der dunklen Minerale und gewöhnlich kleine, makroskopisch oft nicht deutlich wahrnehmbare Quarzmengen. Sie sind klein- und gleichkörnig oder durch rötliche grössere Feldspatkristalle augengranitartig struiert. Das Korn ist wechselnd und oft wegen Zermalmung unklar. Die mikroskopische Züge sind wegen der Häufigkeit der Umwandlungen unsicher. Der Quarz hat nur mehr selten eigene Kristallform und ist oft zerdrückt oder granuliert. Der Kalifeldspat ist oft rein und arm an Perthitinterpositionen. Der Plagioklas zeigt in den Dünnschliffen oft eine höhere Lichtbrechung als der Quarz und hat also die Zusammensetzung von ungefähr Oligoklas-Andesin. Dieser Feldspat enthält Kerne von noch kalkreicherer Zusammensetzung, nämlich nach den Auslöschungsmessungen bis zum *Labrador*. Der Kern hat oft eine unregelmässige Form und zeigt häufig reichliche Mengen eingeschlossener Ummwandlungsprodukte. Biotit und Hornblende bilden eine flasrige, verfilzte Masse, die die Hauptminerale umschliesst oder durchflieht. Titanit und Titanomagnetit begleiten den Biotit. Die Umwandlungsprodukte Epidot, Chlorit und Glimmer sind im Gestein sehr unregelmässig verteilt.

Die *Mikrostruktur* scheint unregelmässig und schwer zu charakterisieren. Am auffallendsten ist die Idiomorphie der kalkhaltigen Plagioklase, besonders gegen den Quarz. Bisweilen ist aber auch ein entgegengesetztes Verhalten zu beobachten. Der Quarz zeigt oft *starke Deformationen*, undulöse Auslöschung, Zermalmung oder Granulierung, und erscheint oft als sog. »Zwischenklemmungsmasse«. Die Mineralfugen zeigen Schwankungen aller Art. Gewöhnlich sind sie uneben, aber in einigen Mischgraniten ist eine schöne wellige Konturierung entstanden. *Myrmekit* scheint hier weniger oft als in den einfach zusammengesetzten Graniten vorzukommen; oft fehlt er gänzlich.

Die *chemischen* Unterschiede gehen aus den Analysen 88—92 hervor.

88. *Hornblendegranit* von Smedserum. Blatt Oskarshamn. Analyse von H. SANTESSON.

89. *Augengranit* (Titanitgranit) von Flohult, Blatt Oskarshamn. Analyse von H. SANTESSON.

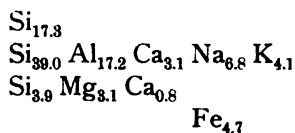
90. *Augengranit* (Titanitgranit) von Djupadal. Blatt Oskarshamn. Analyse von H. SANTESSON.

91. *Grauer Granit* (Biotitgranit) von Stjernvik, Blatt Oskarshamn. Analyse von H. SANTESSON.

92. *Augengranit*, biotit- und hornblendeführend, von Källhult, Blatt Hvetlanda. Analyse von H. SANTESSON.

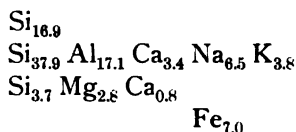
Aus diesen Analysen sind folgende Atomgruppierungen berechnet.

88.



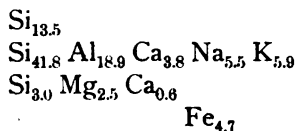
$$S = 0.29$$

89.



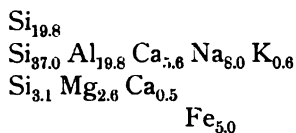
$$S = 0.29$$

90.



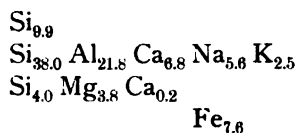
$$S = 0.23$$

91.



$$S = 0.32$$

92.



$$S = 0.19$$

Aus diesen Zahlen geht hervor, dass die Zunahme der Komplexität der Granite in verschiedenen Richtungen verläuft. Hinsichtlich der Mengen von Kalk, Magnesia und Eisenoxyden und des Zurücktretens der Alkalien und der freien Kieselsäure stellt die Analyse 92 die am meisten »basische« Zusammensetzung dar, und dieser schliesst sich 91 nahe an. Beide geben in der Tat eine *monzonitartige* (quarzmonzonitische) Zusammensetzung an. 87, 88, 89 liegen dagegen hinsichtlich des Verhältnisses $\text{CaO} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

ausserhalb den von BRÖGGER für die Monzonite angegebenen Grenzen $\left(0,91 < \frac{\text{CaO}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} < 2,11\right)^{75})$ und sind also wirkliche Granite.

Aus dem Vergleich des Kieselsäuregehaltes und der berechneten Acidität geht hervor, dass ersterer kein zuverlässiges Mass für den Aciditätsgrad des Gesteins ist. So zeigt die Analyse 90 einen Kieselsäuregehalt, der dieses Gestein als das in dieser Beziehung zweite der fünf analysierten Proben hinstellen würde. Die Berechnung aber zeigt, dass das Gestein wegen seiner Menge freier Kieselsäure die vierte Stelle einnimmt. Der niedrige Gehalt an Kieselsäure in 91 (61,4 %) ist mit einer Acidität verbunden, die denselben Wert erreicht wie z. B. die des Ragundagranits (70,7 % SiO₂).

Aus der mikroskopischen Untersuchung erhellt, dass der Zuwachs des Kalkgehaltes mit dem Auftreten grösserer Mengen kalkreicher Feldspat zusammenhängt. In dem Granit von Stjernvik (91) findet man, dass die Plagioklaskristalle ein braunes Pigment wie die Plagioklase der Diabas- und Gabbrogesteine enthalten. In Übereinstimmung mit dieser grösseren Teilnahme der kalkreicheren Plagioklase an der Zusammensetzung der komplexen Granite steht auch die Tatsache, dass der Tonerdegehalt mit dem Kalkgehalt stark zuwächst.

Interessant ist auch der *Zuwachs der Titansäure* mit dem Mengen der Eisenoxyde. Mit zunehmenden Ca-Mengen nehmen auch die Gehalte an Fe und Mg in grossen Ganzen zu.

Rückblick auf die Granite von Småland.

Das småländische Granitgebiet scheint als eine petrographische Provinz von magmatisch verwandten Graniten aufgefasst werden zu können. Als gemeinsame, vor der Kristallisation entstandene Verwandtschaftszüge tritt dass ungefähre chemische Gleichgewicht der Alkalimetalle hervor. Bei den am einfachsten zusammengesetzten Graniten von Småland (den Wirbograniten) überwiegt das Kali ein wenig das Natron. In den kalkreicheren Typen hat dagegen in der Regel das Natron das Übergewicht.

Die Acidität liegt bei den Graniten Smålands — in soweit nach den erwähnten 20 Analysen geurteilt werden kann — durchgehend etwas niedriger (zwischen 0,35—0,45), als es bei Graniten anderer Gebiete gewöhnlich der Fall ist.

In struktureller Hinsicht erweisen sich die betreffenden Granite auch als übereinstimmend und zusammengehörend. Grosse Mengen von Smålandgranit zeigen nur schwache Veränderungen ihrer ursprünglichen Erstarrungsstrukturen. Die übrigen sind mehr oder weniger durch Deformationsprozesse und chemische Veränderungen oder durch Umkristallisierung umgewandelt.

Die bisherigen *geologischen* Untersuchungen über das småländische Grundgebirge haben den nahen Zusammenhang der Granite und der mit diesen gleich zusammengesetzten Porphyre und Hälleflinten dargetan.

Nach O. NORDENSKJÖLD⁶²⁾ zeigen die Wexiögranite Übergangsformen zu den Porphyren, können aber ausserdem auch Bruchstücke von Hälleflinta und Porphyr enthalten.^{77, 100)} Zwar konnte NORDENSKJÖLD nirgends einen völlig ununterbrochenen Übergang zwischen den Graniten und den Effusivgesteinen finden, dass aber ein solcher Übergang vorkommt scheint diesem Forscher doch deswegen sehr wahrscheinlich zu sein, weil sowohl die plutonischen wie die vulkanischen Gesteine sich gegen die Kontakte hin in ihren Eigenschaften allmählich nähern, so dass es oft schwierig ist, makroskopisch irgend eine Grenze zu finden. Solche Grenzen können jedoch oft bei einer sehr genauen Untersuchung der Übergangszonen wahrgenommen werden. Dieselben trennen aber Gesteine von sehr geringen und nur strukturellen Verschiedenheiten, und diese Unterschiede können daher als in dem Eruptivmagma selbst während seiner Erstarrung durch Verschiedenheit der Fluidität entstanden erklärt werden. Solche Verschiedenheiten müssen ja grade in den Übergangszonen während der unzweifelhaft sehr lange dauernden Periode der Kristallisation so leicht entstanden sein, dass völlig ununterbrochene Übergänge zwischen den Tiefen- und Ergussgesteinen nicht erwartet werden können.

Die Neigung zur Bildung von Übergängen zwischen diesen Gesteinen ist jedenfalls ein charakteristisches und sehr interessantes Kennzeichen des Grundgebirges von Småland. Eine ähnliche Erscheinung findet sich auch in anderen Granitgebieten wieder. Unter diesen sei hier an die schon erwähnten Siljan- und Rätanmassive erinnert, die jedoch zu der jüngsten archaischen Granitgruppe gerechnet worden sind. In gewissen Gebieten von Småland sind die Porphyre durch archaische Sedimentgesteine vertreten, und dann erscheinen die Granite als durchbrechende Eruptivgesteine. So haben wir gesehen, dass der Uthammargranit den Westervikquarzit unter Aufnahme von Kieselsäure durchdrungen hat.

Die intermediären und komplexen Granite sind wahrscheinlich in analoger Weise beim Durchbrechen und durch Assimilation von kalk-, magnesia- und eisen-reichen älteren Gesteinen aus einfachen Granitmagmen entstanden. Hierfür spricht auch die eigentümliche Entwicklung der Plagioklaskerne solcher komplexen Granite. Die innere Struktur dieser skelettartigen Kerne gleicht der Struktur solcher fremden Feldspatkristalle, die oft in Diabasen eingeschlossen vorkommen.^{46, 88)}

Die Granitformationen von Småland setzen sich im Süden von *Östergötland* fort. Die geologischen Kartenblätter dieser Gebiete sind noch nicht veröffentlicht worden, und der Gebirgsgrund ist daher wenig bekannt. Eine Ausnahme macht der Grubenbezirk von Ätvidaberg-Bersbo, der

von TÖRNEBOHM eingehend beschrieben worden ist.³³⁾ Wie schon erwähnt, tritt hier ein durchbrechender Granit, der kleinkörnige, blassrote Ristengranit auf. Ausserdem kommt ein grobkörniger, biotitreicher, dunkelbraunroter Granit als grosse Massive vor. Dieser wird von TÖRNEBOHM als *Filipstadgranit* bezeichnet und also petrographisch und geologisch den ähnlichen Gesteinen von Ostwermland und Westmanland an die Seite gestellt. Er erweist sich auch als jünger denn die Hälleflintgneisse des Ätvidaberg—Bersbogegebietes, aber die Grenzen und die Formen der Massive folgen ungefähr dem Streichen des Hälleflintgneisses, und der Granit selbst zeigt bisweilen eine in derselben Richtung verlaufende Schieferung.

Analysen dieses Filipstadgranit sind noch nicht ausgeführt.

Im Osten und Nordosten von Östergötland und in Södermanland herrschen Gneissgesteine in weiten Gebieten vor. Die Fortsetzung der südostschwedischen Granitgebiete geht deshalb nach Nordwesten über Nerike in Wermland hinein. Nach der geologischen Übersichtskarte besteht also ein Zusammenhang zwischen dem Filipstad—Wexiögraniten von SO-Schweden und den Filipstadgranitmassiven von Ostwermland und den angrenzenden Teilen von Westmanland und Nerike. Die geologischen Karten über Östergötland zeigen, dass grobkörnige Granite die Hauptmasse der Granitgebiete bilden. Sie werden hier als *Örebrogranit* bezeichnet, ein Name, der nach der herkömmlichen Anschauung Granite von wechselnder Acidität, augenartiger, gewöhnlich recht grobkörniger Struktur und rötlicher Farbe bezeichnet. Mehrmals wird in den Blatterläuterungen¹³⁾ hervorgehoben, dass dieser Örebrogranit in Gneiss übergeht.

Neben dem Örebrogranit kommen in diesen Gebieten auch »mittelkörniger Granit«, »grauer Granit« und »Hornblendegranit« vor. In einigen Gegenden wechseln Granite von verschiedener Zusammensetzung lebhaft miteinander.

In dem Geologischen Blatt Stafsjö hat NATHORST drei Kieselsäurebestimmungen verschiedener Granite veröffentlicht, in denen dieser Wechsel stark hervortritt:

<i>Hornblendegranit</i> von Smedsbygget	SiO ₂ = 56.04 %
<i>Mittelkörniger Granit</i> von Svartgöl	» = 72.42 »
<i>Finkörniger rötlicher Granit</i> von Torp	» = 80.02 »

Interessante Vertreter der einfach zusammengesetzten Granite begegnen uns in den bekannten Grafversforsgraniten. Diese für Bauzwecke sehr wertvollen Granite bilden ein von Gneissgesteinen umgebenes Granitmassiv in Östergötland, nordwestlich von der innersten Bucht des Bråviken. Es giebt hier zwei Typen, *roten* und *braunschwarzen Grafversforsgranit*.

Der rote Grafversforsgranit ist makroskopisch ein Quarz-Feldspat-Granit von sehr reiner Zusammensetzung. Gewöhnlich ist makroskopisch nur dunkelroter Feldspat und schön blauer Quarz zu sehen. Die Minerale sind hier wie in den Wirbo- und Wånewikgraniten angeordnet. Der rote Grafversforsgranit hat nicht Augengranitstruktur. Der Feldspat besteht nämlich nicht aus einheitlichen, grossen Kristallen, sondern gewöhnlich aus einer Mehrzahl mehr unregelmässig begrenzter Kristallkörner. Sonst scheint die Struktur derjenigen der groben Perthit-Quarzgranite ähnlich. Die Körner des Quarznetzes, das die grossen Feldspatkomplexe umschliesst, scheinen bisweilen dem Feldspat gegenüber selbständig ausgebildet zu sein.

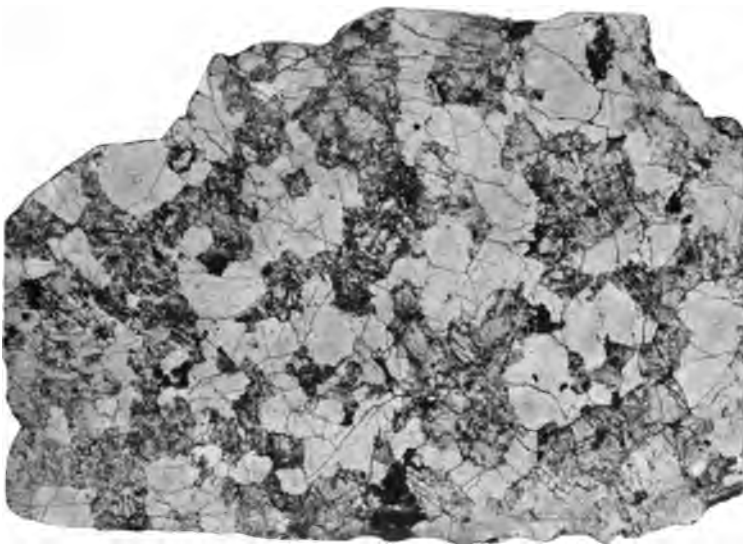


Fig. 22. Roter Grafversforsgranit. Autotypi eines grösseren Dünnschliffs in durchgehendem Lichte. Die Quarzkörner erscheinen hell und die Feldspatmasse grau. Vergr. = $1\frac{2}{3}$.

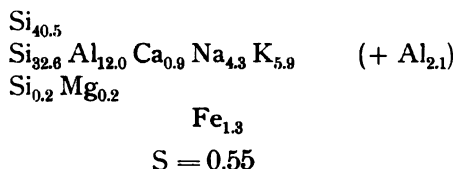
Bei der mikroskopischen Untersuchung dieses Gesteins fällt der geringe Gehalt an Biotit auf. Derselbe ist mehr oder weniger chloritisiert. Der Feldspat besteht aus Mikroklin und saurem Plagioklas. Ersterer ist meistens annähernd frei von Perthitlamellen. Beide Feldspatarten sind von eingeschlossenen Interpositionen rot gefärbt und können daher makroskopisch nicht unterschieden werden. Obwohl dem Äusseren nach mit den gewöhnlichen Quarz-Feldspatgraniten nahe übereinstimmend, ist also nichts desto weniger der Unterschied recht bedeutend, da *in dem roten Grafversforsgranit die beiden Alkalifeldspate unter den Gesteinsgemengteilen von einander getrennt auftreten.*

Die Mikrostruktur ist durch ausgeprägte Allotriomorphie sowohl des Quarzes als auch der Feldspate charakterisiert. Nur selten sieht man eine Andeutung von idiomorpher Begrenzung des Quarzes. Etwas weniger

selten ist die idiomorphe Entwicklung beim Plagioklas zu sehen. Dem Mikroklin wiederum fehlt vollständig die idiomorphe Konturierung. Das Gefüge nimmt einen recht unregelmässigen, welligen Verlauf, der in das einfach polyedrische Gefüge der Bohus—Halengranite übergehen kann. Der Myrmekit ist sehr allgemein. Deutliche Deformationsstrukturen sind nicht besonders hervortretend. Die innere Deformation der Quarzkörner tritt jedoch zuweilen bei gekr. Nic. kräftig hervor. Die Struktur des roten Grafversforsgranits scheint aber wahrscheinlich hauptsächlich sekundärer Natur zu sein.

Von diesem Granit hat H. SANTESSON eine chemische Analyse ausgeführt (93). Die berechnete Atomgruppierung zeigt:

93.



Der Chloritgehalt und die starke Trübung der Plagioklaskristalle dürfte hier zum Teil den Überschuss an Tonerde erklären können. Bemerkenswert ist die relativ hohe Acidität dieses Granits.

Der *dunkle Grafversforsgranit* ist ein in mehreren Hinsichten eigen tümliches Gestein. Die schwarzbraune Farbe seiner Feldspate, die dunkel-violettblauen, aggregierten Quarzkörner und die massige, recht grobkörnige Struktur geben diesem Gestein ein von anderen verschiedenartiges Aussehen.¹

Mikroskopisch zeichnet sich der dunkle Grafversforsgranit durch seinen Gehalt an Pyroxen nebst Hornblende aus. Ersterer ist schwach pleochroitisch blassgrün-blassgelb, rhombisch, mit faseriger Struktur und mit Spaltrichtungen sowohl nach (110) als auch nach (100) und (010). Es ist also ein *Bronzit*. Die Hornblende ist von grüner Farbe und stark pleochroitisch. Auch finden sich hier Biotit, Magnetit und Schwefelkies.

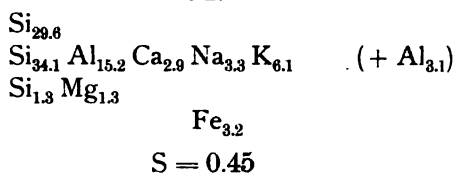
Dieser Granit ist somit ein *Pyroxengranit* und stimmt mit dem von TÖRNEBOHM bei Bonnarp²¹⁾ beobachteten *Bronzitgranit* gut überein. Auch dieses Gestein ist von ziemlich dunkler Farbe und kommt in einem nicht weit davon gelegenen Massiv auf dem Blatt Norsholm vor.

Die *Feldspate* des dunklen Grafversforsgranits kommen in der Gesteinsmasse getrennt vor. Der Orthoklas, in dem die Mikroklinstruktur selten hervorschim mert, ist sehr arm an Perthitlamellen. Der Plagioklas ist recht kalkhaltig. Er erscheint oft sowohl nach dem Albit als auch nach dem Periklingesetz in derselben Weise wie die Plagioklase der

¹ Poliert wird der dunkle Grafversforsgranit mit Vorliebe für Bauzwecke benutzt. Nur noch ein Vorkommen dieses Granittypus ist in dem schwedischen Grundgebirge bekannt und zwar in den Schären vor Luleå.

Gabbros und der Diorite verzwillingt. In gegen (010) und (001) senkrechten Schnitten wurde eine Auslöschung von 12° im spitzen Spaltwinkel beobachtet, was nach BECKE einem Plagioklase $Ab_{88} An_{32}$ oder rund $Ab_2 An_1$ entspricht.⁹²⁾ Die Struktur dieses Granits hat denselben Charakter wie die des roten Grafversforsgranits. *Deformationsstrukturen* sind nur in geringem Grade sichtbar. Die Quarzkörner zeigen jedoch undulöse Auslöschung, und nicht selten nimmt man beim Orthoklas eine ähnliche Erscheinung wahr. Myrmekit kommt reichlich vor. Bisweilen tritt er in zonarstruierten Aggregaten auf. Dieselben erscheinen als konzentrische Lagen von Myrmekitimplikationen, die nach aussen immer feiner struiert sind. Die *chemische* Zusammensetzung des dunklen Grafversforsgranits ergibt auch einige ungewöhnliche Charaktere. Die Atomgruppierung ist aus H. SANTESSONS Analyse (94) mit folgendem Ergebnis berechnet:

94.



Der besonders auffallende Zug dieses Granits ist der ausserordentlich niedrige Natrongehalt, der jedoch mit einer ziemlich bedeutenden Kalkmenge verbunden vorkommt. Von den Ca-Atomen kann nur $Ca_{1.7}$ dem Plagioklasfeldspat angehören ($Ab_2 An_1$). Der Rest ($Ca_{1.2}$) bildet wahrscheinlich mit der Hauptmasse von $Mg_{1.3}$ und mit Fe einen Bestandteil der Pyroxen-Amphibolminerale. Da der Plagioklas im Ganzen ziemlich rein und ohne Zersetzungsprodukte ist, muss der bedeutende Überschuss an Tonerde zum grössten Teil dem Tonerdegehalt der dunklen Minerale zugeschrieben werden.

Filipstadsganit.

In Östergötland, Nerike, Westmanland und Ostwermland haben die augengranitartigen groben Granite oft eine Beschaffenheit, die mit der des von TÖRNEBOHM ausgeschiedenen und als *Filipstadsganit* bezeichneten Granittypus nahe übereinstimmt. Nach TÖRNEBOHM (Mell. Sv. Bergslag, Blatt 8, Seite 25) ist dies ein *grober amphibolführender Biotitgranit*.³¹⁾ Die Mikroklinkristalle haben einen Durchmesser von 3—5 cm.; sie sind violettgrau oder rötlich gefärbt und zeigen gewöhnlich gerundete, ellipsoidische Formen. *Sehr oft sind sie in eine Hülle von gelbweissem Plagioklas eingefasst.*

Ausserdem giebt es auch selbständige Plagioklaskörner, erbsengrosse graue oder blaugraue Körner von Quarz nebst schwarzbraunem Glimmer

und Hornblende. Diese Minerale bilden eine Masse von feinkörniger Struktur zwischen den grossen Mikroklinkristallen. Die Struktur wird infolgedessen oft als porphyrisch bezeichnet. Aus schon angeführten Gründen ist der Name Augengranit jedoch hier zweckmässiger. Im allgemeinen hat der Filipstadgranit eine völlig massige Struktur, aber nicht selten zeigt er schon makroskopisch Druckstrukturen. In anderen Fällen tritt Schieferung hervor, die eine so kräftige Entwicklung erreichen kann, dass das Gestein zu einem groben schlierigen Gneiss verändert wird. »Die petrographische Verschiedenheit der normalen und der gneissigen Abarten



Fig. 23. Filipstadgranit. Autotypie in natürlicher Grösse nach einem Handstück. Die Orthoklaskristalle erscheinen von Plagioklashüllen umgeben. Die Zwischenmasse wird von Quarz und dunklen Mineralen, hauptsächlich Biotit ausgemacht.

ist oft so bedeutend, dass man nach dem Aussehen der Handstücke kaum glauben sollte, dass sie zu einer und derselben geognostischen Bildung gehören. Nur im Felde durch Suchen nach den Übergängen kann man sich von dem wahren Zusammenhang der massigen und der schieferigen Gesteinsformen überzeugen.» Auch *mikroskopisch* zeigt der Filipstadgranit grosse Unterschiede. Schon die makroskopisch scheinbar nicht beeinflussten sind mikroskopisch einander sehr ungleich. Wenn am wenigsten beeinflusst, ist der Filipstadgranit von einem primären, plagioklasreichen Mikroklinmikroperthit und einem gegen die Feldspate oft deutlich idiomorphen Quarz gekennzeichnet. Ausserdem kommen im Mikroklin, ebenso wie in den Rapakivigraniten, Quarzeinschlüsse von aus-

geprägt allotriomorphen verästelten Formen vor. Die freien Plagioklaskörner bestehen in einigen Proben aus Albit, in anderen Fällen treten Kristallkörner von einem kalkhaltigen Plagioklas auf (nach den Auslösungen ungefähr Ab_4An_1 — Ab_5An_1), die dann auch einen unregelmäßig begrenzten Kern enthalten.

Oft erscheint u. d. M. keine Hornblende, sondern nur Biotit nebst Titanit, Magnetit etc., in anderen Fällen tritt auch eine grüne Hornblende in geringer Menge auf. In Dünnschliffen verschiedener Varietäten des Filipstadgranits findet man einen reichen Wechsel von metamorphen Veränderungen. In den am wenigsten beeinflussten sieht man Zermalungsstrukturen in der Form von mehr oder weniger dicht gedrängten Bruchlinien, oder auch zeigt nur der Quarz die als undulöse Auslöschung bekannte Störung seines Molekularbaues und der Feldspat gebogene Zwillingslamellen. Bei mehr durchgreifender Veränderung tritt eine partielle oder vollständige Granulierung des Quarzes und des Feldspats ein und gleichzeitig kommen chemische Veränderungen auch hinzu, die Epidot- und Glimmerbildung erzeugen. Durch gleichzeitige Verschiebungen der Gesteinsmasse bildet sich die Parallelstruktur aus.

Myrmekit ist *nirgends* in den untersuchten Dünnschliffen des Filipstadgranits beobachtet worden.

In seiner frischesten Form hat der Filipstadgranit eine unverkennbare Ähnlichkeit mit dem einen der beiden Rapakivigranithaupttypen, nämlich mit demjenigen Typus des Wiborggebietes, der reichlich Plagioklasmäntel führt. Die Ähnlichkeit kann, wie eben erwähnt, auch in den mikroskopischen Einzelheiten verfolgt werden.

Auch in der chemischen Zusammensetzung ist eine Ähnlichkeit mit dem genannten Rapakivigranittypus wahrnehmbar. Folgende drei Analysen des Filipstadgranits liegen jetzt vor.

95. Filipstadgranit von Korfors. Geol. Blatt Latorp. Analyse von H. SANTESSON.

Das Gestein ist in seiner ursprünglichen Form ein gut erhaltener, schwach gepresster Granit, der Hornblende nebst Biotit enthält.

96. Filipstadgranit. Südwestlich von dem See Skärjen, Blatt Nora. Analyse von H. SANTESSON.

Auch dieser ist ein nur wenig metamorphosierter Filipstadgranit mit blassvioletten Orthoklaskristallen von ungefähr 30 mm Durchmesser. Meistens sind dieselben von einem Mantel aus grünlich weissem Plagioklas umgeben. Er enthält ausserdem schön blauen Quarz und schwarzen Glimmer.¹

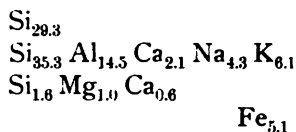
97. Filipstadgranit von Gammalkroppa, Kirchspiel Kroppa, Vermlands Län. Analyse von R. MAUZELIUS,

Dieser Typus gehört zu den am stärksten metamorphosierten Varietäten des Filipstadgranits. Er hat makroskopisch eine flasrige Struktur

¹ Es fehlt bei diesem Gestein an einer Angabe über die Anwesenheit von Hornblende. In einem Dünnschliffe der analysierten Probe wurde *keine* Hornblende angetroffen.

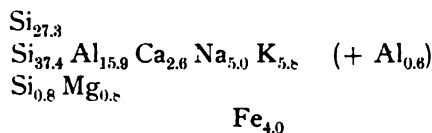
und zeigt mikroskopisch eine teilweise Zermahlung oder Granulierung. Hornblende kommt vor nebst Biotit.

95.



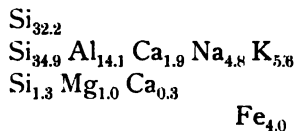
$$S = 0.44$$

96.



$$S = 0.42$$

97.



$$S = 0.47$$

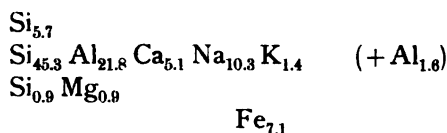
Die chemische Übereinstimmung dieser Filipstadgranite ist sehr gross, obwohl die Gesteine makroskopisch ziemlich verschieden sind. Die Proben stammen aus Orten die 10 bis 25 km weit voneinander entfernt liegen. Wegen seines Gehaltes an Kalk, Magnesia und Eisenoxyden ist der Filipstadgranit als ein gewissermassen intermediärer Granit charakterisiert. Eine ziemliche Amplitude der Acidität scheint vorhanden zu sein. Die Zusammensetzung stimmt mit anderen als intermediär bezeichneten Graniten nahe überein. Andererseits knüpft sich der Filipstadtypus chemisch sehr nahe an die Fellingsbrogranite an. Er gehört zu denselben Gegenden und wird oft als saurer, durchbrechender Granit bezeichnet.

Der Kugelgranit von Kortfors, Blatt Latorp, gehört nach BÄCKSTRÖM wahrscheinlich zum Filipstadgranit. Dieses interessante Gestein ist jedoch nur als Blöcke gefunden. Aber der Fundort liegt südlich von demjenigen Massiv des Filipstadgranits, aus dessen nördlichem Teil die Probe genommen worden ist, der die Analyse 95 entstammt.

Als Stütze für die Auffassung, dass der Kugelgranit von Kortfors zu dem Filipstadgranit gehört, führt BÄCKSTRÖM auch die Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung an, die zwischen dem Filipstadgranit (nach der genannten Analyse) und der Kugelgranitzwischenmasse besteht.^{7c)}

BÄCKSTRÖM erwähnt zwei Analysen, die eine von einer Kugel (98) und die andere von der granitischen Zwischenmasse (99). Beide Analysen sind von H. SANTESSON ausgeführt. Nach Berechnung der Analysenzahlen finden wir folgende Atomgruppierungen.

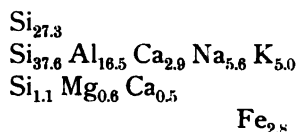
98.



$\text{Fe}_{7.1}$

$$\text{S} = 0.11$$

99.



$\text{Fe}_{2.8}$

$$\text{S} = 0.41.$$

Die Granitische Zwischenmasse stimmt also, wie auch BÄCKSTRÖM hervorgehoben hat, in chemischer Hinsicht mit dem Filipstadgranit überein. Eine kleine Verschiebung ist hinsichtlich der Zunahme von Kalk und Natron und der Abnahme der freien Kieselsäure bemerkbar. Diese Verschiebungen gehen in der Richtung der Zusammensetzung der Kugel. Die Granitzwischenmasse dagegen zeigt im Verhältnis zu dem gewöhnlichen Filipstadgranit eine Verminderung des Gehaltes an Eisenoxyden und Magnesia. Wenn man mit BÄCKSTRÖM annimmt,¹ dass die Kugelbildungen während des magmatischen Zustandes Magmatropfen gewesen, die sich in dem umgebenden Magma unlöslich vorfanden, dann sind die erwähnten chemischen Verschiebungen als ein Resultat des chemischen Gleichgewichts im Magma vor seiner Erstarrung anzusehen. Wie aus der Zusammenstellung von Granitanalysen unmittelbar hervorgeht, enthalten gewöhnlich die Granite einige Prozente Kalk, und der Natrongehalt kann, *wenn auch nicht häufig*

¹ Es verdient hervorgehoben zu werden, dass die Idee von den Kugeln als unlöslichen Magmatropfen nicht notwendig mit der Vorstellung, dass dieselben aus dem Magma selbst *ausgesondert* worden sind, verbunden zu werden braucht. Vielmehr widerspricht ihre von dem Magma sehr abweichende Zusammensetzung einer solchen Vorstellung FROSTERUS Beobachtungen von dem Zusammenhang zwischen den Kugeln und den fremden Bruchstücken, die in dem Granit von Wirwik in Finland eingeschlossen vorkommen, scheinen für seine Auffassung, dass die Kugelgranitbildung aus solchen Bruchstücken entstanden sei, zu sprechen. Vielleicht lassen sich die Tatsachen also durch die Annahme erklären, dass die fremden Bruchstücke in magmatischen Zustand überführt und sich nach ihrer eigenartigen Zusammensetzung in stabile Magmen geteilt hätten. Die so entstandenen zonal angeordneten kleinen Magmamassen sind bestrebt gewesen, chemisches Gleichgewicht zu einander und zu dem umgebenden Magma zu gewinnen.

den Kaligehalt übertreffen. Hieraus lässt sich schliessen, dass das Granitmagma ein gewisses Lösungsvermögen hinsichtlich dieser Substanzen gehabt hat. Die abnorme, aber nicht bedeutende Zunahme solcher Substanzen in der Nähe der natron- und kalkreichen Kugeln dürfte also als eine Folge der Löslichkeit dieser Stoffe im Granitmagma angesehen werden können. Andererseits besitzen die Kugeln durchschnittlich eine natronsyenitische Zusammensetzung und haben daher wahrscheinlich als Magmatropfen eine grössere Löslichkeit für die Magnesium- und Eisensilikat als das umgebende Granitmagma gehabt. Die genannten Silikate sind ja in reichlicheren Mengen den Syeniten als den Graniten beigemischt.

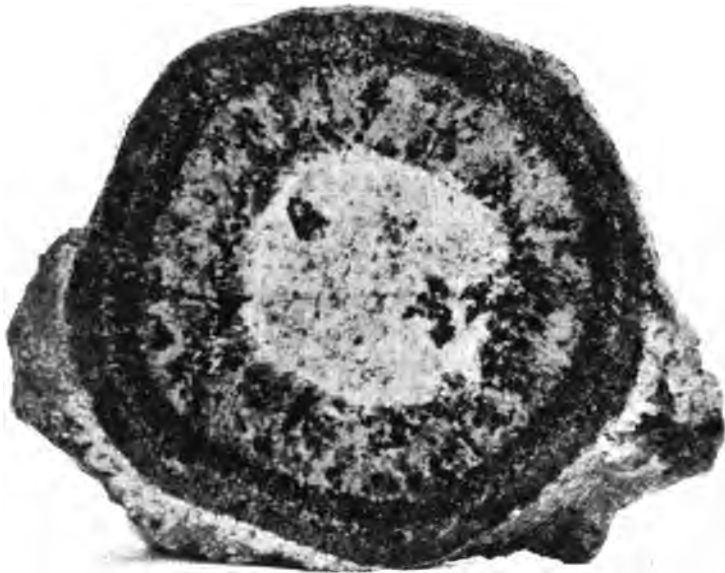


Fig. 24. Autotypie in nat. Grösse von einer Kugel aus dem Kugelgranit von Kortfors (nach H. BÄCKSTRÖM).

In naher Beziehung zum Filipstadgranit steht nach TÖRNEBOHM eine Granitart, die von ihm als *Kristinehamngranit* benannt worden ist. Derselbe ist nämlich etwas weniger grobkörnig und scheint ausserdem mehr Hornblende als der Filipstadgranit zu enthalten. Wahrscheinlich ist der Kristinehamngranit eine mehr basische Varietät desselben. Nach der Beschreibung TÖRNEBOHMS scheint er mit demselben durch Übergänge verbunden zu sein. Nähere Untersuchungen über den Kristinehamngranit sind noch nicht ausgeführt worden.

Der sog. *Hornkullgranit*, der auf dem geologischen Blatt Loka ausgeschieden worden ist, besteht nach den Blatterläuterungen aus einem mittelkörnigen Granit »von einer lebhafter roten Farbe als der Filipstadgranit und unterscheidet sich im übrigen von diesem durch das Fehlen eigentlicher Feldspataugen».

Der Filipstadgranit ist im Verhältnis zu der Abteilung der Hälleflintgneisse ein deutlich jüngerer Granit. Nicht selten enthält er eingeschlossene Bruchstücke von den Gesteinen der Hälleflintgneissformation. Bisweilen werden inselähnliche Hälleflintgneisspartien mit den Eisenerzlagerstätten ganz und gar von dem Filipstadgranit umschlossen. Dem Fellingsbrogranit gegenüber ist er nach TÖRNEBOHM als älter zu betrachten. Sein Verhalten zu dem Jernagranit scheint unklarer. Zwar wird dieser als der jüngere von beiden erwähnt, aber die nähere Untersuchung hat diese Auffassung nicht bestätigt.

Die *Fellingsbro-, Filipstad-, Jerna- und Kristinehamn-granite* bilden die granitischen Haupttypen der mittelschwedischen Gebiete aus. Übergangsformen zwischen denselben scheinen jedoch vorzukommen. Zusammen bilden sie eine petrographische Serie, die die gewöhnlichen Variationen der Urgranite umfasst.

Granite von Westvermland und Dalsland.

Westlich von dem grossen See Vänern zwischen der Stadt Åmål und dem Glafsforden streicht eine Granitformation in derselben nordsüdlichen Richtung wie die Granite und Gneisse von Ostvermland. Die geologische Übersichtskarte vom Jahre 1901 fasst diesen Komplex als ein Äquivalent der Filipstadgranite auf. Die Gesteine von SW-Vermland sind jedoch alle in sehr hohem Grade metamorphisch entwickelt, und besonders spielen Deformationsstrukturen hier eine sehr hervortretende Rolle. Eine wechselnde Serie von Gneissgesteinen schliesst sich diesen Graniten nahe an.¹

Durch die Beschreibung TÖRNEBOHMS ist das von ihm als *Åmålgranit* bezeichnete Gestein unter diesen Graniten am meisten bekannt geworden. Nach dieser Beschreibung ist der *Åmålgranit* ein plagioklasreicher *Biotitgranit* von hellroter Farbe und mittel- bis grobkörniger Struktur. Quarz kommt in geringer Menge vor und hat eine weisse oder blauweisse Farbe. Titanit, Schwefelkies und dunkle Hornblende treten spärlich auf. TÖRNEBOHM zeigt, dass der Plagioklas mit fleischroter Farbe auftreten kann, und es scheint die rote Farbe des Gesteins häufig zum grossen Teil hierdurch bedingt zu sein. Übrigens kann als wichtiger makroskopischer Charakter zugefügt werden, dass das Gestein ein gewöhnlich unklares Korn

¹ In einer folgenden Abteilung wird das Verhältnis dieser Gneisse zu den Graniten näher besprochen werden. Hier sei nur bemerkt, dass die Untersuchungen, die diesen Gebiete gewidmet worden sind, sich mehr mit der scheinbaren Schichtenfolge dieser schieferigen Gesteine als mit ihrer Metamorphose beschäftigt haben. Eine Ausnahme macht jedoch die Untersuchung K. WINGES von dem Gebirgsgrunde des Dalslandsteiles des Blattes Åmål 90). WINGE fand durch Untersuchungen im Felde, dass die Gneisse (Kroppefjällgneiss, Tössögneiss, Gåsögneiss) durch Übergänge mit den Graniten verbunden waren. Er hebt hervor dass erstere verschieferte Granite seien und ihre Parallelstruktur eine Folge der Verschieferung sei.

zeigt, was davon herrührt, dass die Körner des ursprünglich mittelgroben Gesteins in eine Menge Körner von nicht deutlich wahrnehmbaren Dimensionen geteilt worden sind. Es ist dies, wie schon hervorgehoben, ein recht gewöhnlicher Charakter, der schon 1887 von TÖRNEBOHM erwähnt wurde, und dessen Ursache die eingetretene Metamorphose ist. Bisweilen wird auch im Åmålgranit eine flaserige Parallelstruktur beobachtet. In einigen Gegenden, z. B. in den Küstengebieten nördlich vom Vänern zwischen Åmål und Seffle,¹ ist diese Struktur vorherrschend. Der Granit hat dort das Aussehen eines stark parallelstruierten flaserig-schieferigen grauen Gneisses. Eingeschlossene Bruchstücke, die Kontakte gegen die Hälleflintgneisse und der geologische Zusammenhang mit dem mehr massigen Åmålgranit nördlich von Åmål, der im Felde verfolgt werden kann, diese Tatsachen machen es unzweifelhaft, dass es nur die höhere Metamorphose ist, die diesen Gneissgranit von dem Åmålgranit unterscheidet.

Die mikroskopische Untersuchung des Åmålgranits giebt über die Stellung und Metamorphose dieses Granits näheren Aufschluss. Der Plagioklas zeigt eine dominierende Bedeutung für die Zusammensetzung zu haben. Er ist sehr kalkreich und hat einen meistens regelmässig begrenzten Kern von der Zusammensetzung ungetähr eines Labradorfeldspats ($Ab_1 An_1$). Die äussere Zone, die ziemlich dünn ist, zeigt nahe optische Übereinstimmung mit dem Oligoklas ($Ab_3 An_1$). Der Kalifeldspat entbehrt der Mikroklinstruktur und enthält nur kleinere Mengen Plagioklaslamellen perthitisch eingeflochten. Die dunklen Minerale bestehen aus Biotit und Titanit. Hornblende ist nicht wahrgenommen. Epidot kommt als unzählige kleine Nadeln oder Stäbe im Inneren der Plagioklaskörner vor. Die Struktur zeigt einen Reichtum an Deformationen, *undulöse Auslöschung* des Quarzes und des Ortoklases, *gebogene Plagioklaslamellen* oder *Glimmerblättchen*, *zerbrochene Feldspatkörner* und Bildung einer *äusserst feinkörnigen Detritusmasse* (Mylonit). Der Quarz zeigt aber bisweilen auch Granulierung, d. h. Umkristallisierung. Das Gestein hat also oft eine ähnliche kataklastische Struktur wie die archaischen Gesteine, die an jüngeren Gebirgsbildungsprozessen teilgenommen haben. *Myrmekit* ist in diesem Granit nicht beobachtet worden.

Drei *Analysen* des Åmålgranits liegen vor.

100. *Åmålgranit* an der Landstrasse nördlich von Åmål unweit der Stadt. Die Analyse ist in der chemischen Station zu Gefle von Herrn O. BERG ausgeführt.

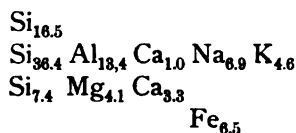
101. *Granit*, eine Varietät des Åmålgranits, von Busholmen. Blatt Åmål. Analyse von A. E. TÖRNEBOHM 1870 ausgeführt und in der Blattbeschreibung erwähnt.

102. *Åmålgranit*. Nördlich von Ängskärr im Kirchspiel Tössö, Blatt Åmål. Analyse von A. E. TÖRNEBOHM 1864.

¹ Diese Gebiete wurden von dem Verfasser als Beamten der schwed. geol. Landesanstalt in den Jahren 1900 und 1901 geologisch kartiert.

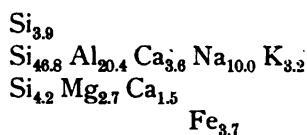
Von den beiden Analysen 100 und 101 wurden folgende Atomgruppierungen berechnet:

100:



$$S = 0.27.$$

101.



$$S = 0.07.$$

Die Analyse 102 lässt sich nicht berechnen, weil die Kieselsäure nur für die Alkalien nicht aber für den Kalk hinreichend ist, obgleich das Gestein nach Angabe etwas Quarz enthält.

In allen Hinsichten ist der Åmålgranit als ein »basischer« Granit aufzufassen. Die freie Kieselsäure bildet nur $\frac{1}{4}$ bis 0 des totalen Kieselsäuregehaltes. Der Kalkgehalt, mit der Menge der Alkalien verglichen, giebt eine Annäherung an die Monzonitgesteine an. Der bedeutende Alkali-gehalt des Åmålgranits macht aber seine Verwandtschaft mit den Syenitgesteinen wahrscheinlicher.

Der Åmålgranit ist also ein quarzarmer Granit, reich an Kalk-, Magnesia- und Eisensilikaten und von wechselnder aber immer sehr »basischer« Zusammensetzung.

Recht bedeutende Gebiete bestehen aus Åmålgranit: Mehrere von den an dunklen Mineralen reichen Gneissgesteinen in Wermland und Dalsland, z. B. der Tössögneiss, sind jedenfalls nur stark metamorphosierte Åmålgranite. Wegen ihres Reichtums an Kalk, Magnesia und Eisenoxiden offenbaren diese metamorphischen Gesteine eine mannigfach wechselnde Beschaffenheit.

Zum Åmålgranit gehören jedoch auch reinere Granittypen (*einfache Granite*). In schönster Entwicklung und am wenigsten durch die Metamorphose beeinflusst finden sich solche Gesteine nördlich von Åmål, westlich von dem Harefjord und in kleineren Massen mit dem Åmålgranit vermengt und diesen durchsetzend. In stark metamorphischer Form begegnen uns diese einfachen Granite wieder in dem sog. Kroppefjällgneiss.

Auch die Zwischenstufen dieser metamorphischen Serie sind unter den bisher beobachteten Gesteinen sehr gut vertreten.

Die sauren Granite zwischen dem Harefjord und dem Eldansee sind meistens stark schieferig. Sie haben eine mitteldörnige bis ziemlich grobe Struktur, aber der Quarz bildet sehr feinkörnige (granulierte) Aggregate, die als Zwischenmasse die augenförmigen, bisweilen gequetschten oder an den Kanten zermalzten roten Orthoklaskristalle umschliessen. Dunkle Minerale, hauptsächlich Biotit, sind nur in kleinen Mengen anwesend und auch der weisse Plagioklas tritt nur wenig hervor. Die Schieferung ist bisweilen eine planparallele, kann aber auch als lineare Parallelstruktur entwickelt sein. In beiden Fällen zeigt sie ein sehr flaches Fallen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese Parallelstrukturen ganz und gar metamorphenischen Ursprungs sind.

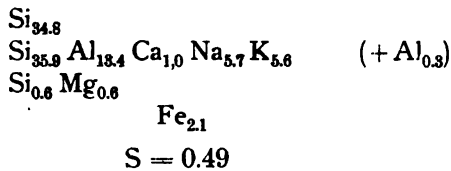


Fig. 25. Schieferiger Slirudgranit (Kroppefällsgneisstypus).
Aut. von einem Handstück in nat. Grösse.

Die mikroskopische Untersuchung dieses Granits von Slirud am See Eldan zeigt, dass die Zerstörung der Primärstruktur desselben noch weiter fortgeschritten ist, als nach der makroskopischen Beschaffenheit zu vermuten war. Der Quarz ist vollständig granuliert und auch die Mikroklinkristalle sind durch Zerfallen in kleine Körner mehr oder weniger aufgezehrt (Taf. 25, Fig. 25). Doch zeigen sie primäre Strukturzüge, nämlich charakteristische Pigmentierung und perthitische Entwicklung, die mit derjenigen der am wenigsten umgewandelten Granite nahe übereinstimmt.

103. Der Granit von Slirud in Westwernland, Blatt Seffle, ist von R. MAUZELIUS analysiert worden. Die Analysenzahlen geben folgende berechnete Atomgruppierung:

103.



Die nahe Übereinstimmung dieses Granits und der gewöhnlichen einfachen Quarz-Feldspattypen ist auffallend.

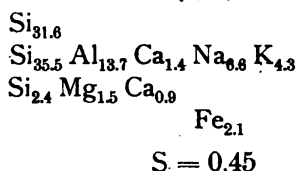
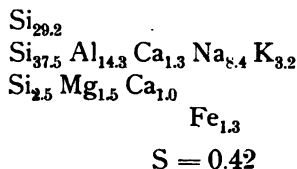
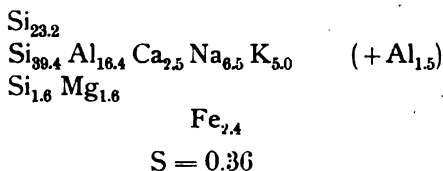
Folgende Granite schliessen sich den jetzt erwähnten nahe an.

104. *Granit* von der Insel Stensön im Wänersee, Blatt Åmål. Die Analyse ist von A. E. TÖRNEBOHM i. J. 1865 ausgeführt. Dieses Gestein wird in den Blatterläuterungen *Jerbogneiss* genannt und als eine »bald deutlich schieferige bald beinahe massige, hinsichtlich des Kornes mittelgrobe Mischung von rötlichem Orthoklas, grünweissem Oligoklas, etwas Quarz, dunkelgrünem oder schwarzem Glimmer nebst bald derbem bald schuppigem Ikelit« (Chlorit) beschrieben. Das Gestein gleicht übrigens in Handstücken einem roten Wexiögranit, dessen Korn durch Quetschung zerstört worden ist, und er steht den sog. Kroppefjällgneissen petrographisch nahe. In den Blatterläuterungen hat man den Jerbogneiss, teils wegen seines unklaren Kornes und wahrscheinlich auch wegen des Vorkommens von hälleflintartigen Zermalmungsgesteinen (Mylonit, dichten kataklastischen Gesteinen) desselben Ursprungs, als ein Zwischenglied des Kroppefjällsgneisses und der Hälleflinta aufgefasst.

105. *Granit*, südsüdwestlich von Ulfserud, Blatt Baldersnäs. Analyse von D. HUMMEL und E. ERDMANN. Es ist dies ein feinkörniger Granit von schwach rötlicher Farbe, ausser dem Biotit etwas Muskovit enthaltend. Er gleicht etwas dem Stockholm- und dem Halengranit, hat aber ein stumpfes unklares Korn. Er tritt jedoch als Gänge auf und dürfte, wiewohl mit den übrigen Graniten dieser Gegend zusammengehörend, dennoch den durchbrechenden (»jüngeren«) Graniten gleichgestellt werden müssen.

106. *Granit* (Bodanegranit). Ein kleines Massiv zwischen Sörskogen und Gäddwiken im Kirchspiel Änimskog, Blatt Åmål. Die Analyse ist von A. E. TÖRNEBOHM im Jahre 1865 ausgeführt. Dieser Granit besteht aus rötlichem Orthoklas, überwiegend gelbgrünem Oligoklas, Quarz, ziemlich viel dunkelgrünem Glimmer und einzelnen Körnern von Schwefelkies. Die Struktur ist feinkörnig. In der Umgebung des Massivs dringen zahlreiche Granitgänge durch Diorit und Hälleflinta, und das vorliegende Gestein scheint folglich wie letzteres auch zu den sog. jüngeren Graniten gerechnet werden zu können.

Die aus diesen drei Analysen berechneten Atomgruppierungen sind:

104.**105.****106.**

Von diesen drei Graniten schliessen sich **104**, **105** dem Slirudgranit nahe an. Alle drei zeigen jedoch eine Verschiebung der Zusammensetzung durch einen höheren Gehalt an Na, Ca und Mg, d. h. in der Richtung der Zusammensetzung des Åmålgranits. Als gemeinsamer und sehr interessanter Zug von petrographischer Verwandtschaft der analysierten Granite dieses Gebietes steht der Reichtum an Natron da. Auch in den reinen Quarzfeldspattypen scheint das Natrium durch seine Atomzahl das Kalium zu überwiegen. In Übereinstimmung hiermit steht offenbar der von den Feldgeologen oft hervorgehobene Plagioklasreichtum der Granite von Südwestwermland und Dalsland.

Granite von Upland.

Die Granitgebiete von Upland sind mehrmals die Grundlage wissenschaftlicher Auseinanderzetzungen über Urgebirgsfragen gewesen.

Die deutlich massigen dieser Upland-Granite wurden von TÖRNEBOHM²⁰⁾ von den umgebenden gneissigen Gesteinen ausgeschieden und als *Upsala—Sala-Granite* oder *Arnögranit*, *Salagranit*, *Upsalagranit* und *Wängegranit* bezeichnet.

Der *Arnögranit* ist nach der Beschreibung^{20, 23, 31)} TÖRNEBOHMS »ein grauer, grober, porphyrischer Biotitgranit, wenig hornblendeführend, aber sehr quarzreich«. Das Gestein scheint ein wahrer *Porphygranit* zu sein,

da gewöhnlich grauweiße Orthoklaskristalle von 50–60 mm Länge in einer mittelkörnigen, granitischen Grundmasse zerstreut liegen. Dieselbe besteht aus braungrauem bis farblosem Quarz, grauweissem Orthoklas, graugrünem Plagioklas und Biotit in kleineren Mengen. Der Quarz ist in der Grundmasse sehr hervortretend, beinahe dominierend. Im ganzen gleicht der Arnögranit dem porphyrisch entwickelten Typus des Refsundgranits. Der Arnögranit ist aber meistens deformiert und oft so sehr, dass er den Charakter eines flaserigen Gneisses hat. Die mehr massigen Typen kommen als centrale Massive in den Gebieten der stark schieferigen Formen

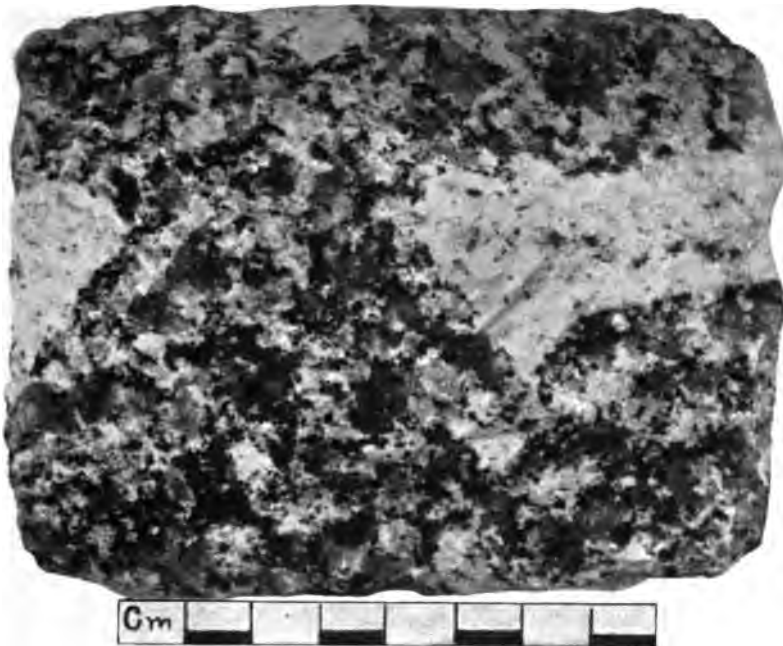


Fig. 26. Arnögranit. Autotypie von einem Handstück. Die Feldspate scheinen hell, der Quarz grau, Biotit und Hornblende dunkel.

vor. So verhält es sich sowohl auf der Insel Arnö und bei Sigtuna als auch in den Küstengebieten zwischen Waxholm und Norrtelje.

Die Mikrostruktur und die chemische Zusammensetzung des Arnögranits sind nicht näher studiert worden. Die Mineralzusammensetzung und das geologische Auftreten scheinen jedoch einen petrographischen Zusammenhang zwischen dem Arnögranit und dem Salagranit anzudeuten. Jener ist vielleicht eine porphyrische Varietät von diesem.

Als *Salagranit* bezeichnet TÖRNEBOHM in Mell. Sv:s Bergslag einen Granit, der als ein Massiv östlich von Sala, aber auch in anderen Teilen von Upland vorkommt. In seinem massigen Zustand ist dies »ein gewöhnlich grauer, mittelgrober, oligoklasreicher und meistens etwas hornblende-führender« Granit. Der Gehalt an dunklen Mineralen schwankt recht

bedeutend. Bemerkenswert ist der ziemlich bedeutende Quarzreichtum, weil das Gestein sich im übrigen als intermediärer oder »basischer« Granit erweist.

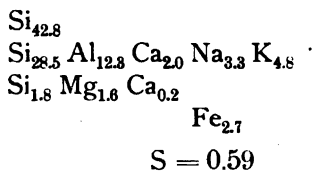
In der Nähe angrenzender Gesteine zeigt der Salagranit gewöhnlich eine flasrige Schieferung. Stark schiefrige, gneissartige Varietäten dieses Granittypus kommen auch vor. Die grauen Gneissgranite der Küsten von Upland haben nicht selten eine Zusammensetzung, die sehr gut mit der des Salagranits übereinzustimmen scheint.

Die mikroskopischen Verhältnisse des Salagranits sind durch Idiomorphie des Quarzes gegenüber dem Mikroklin und Allotriomorphie gegenüber dem Plagioklas gekennzeichnet. Die Plagioklaskörner sind selbständig entwickelt mit einfacher Zonenstruktur und regelmässigem, kalkreichem Kerne. Der Mikroklin enthält nur wenige eingelagerte Plagioklaslamellen. Biotit kommt vor nebst kleinen Mengen Hornblende.

Eine geringe Zermalmung der ganzen Gesteinsmasse ist oft merkbar, und die kalkreichen Plagioklaskerne sind vollständig umgewandelt (saussuritisiert). Diese Kerne scheinen die Zusammensetzung des Labradors gehabt zu haben. Die den Kernen nächstliegenden, bisweilen frischen Zonenteile zeigen nämlich in den Schnitten (010) eine Auslöschung, die eine Plagioklaszusammensetzung Ab_1An_1 also ein Zwischenglied von Andesin und Labrador angiebt. Körnige Aggregate von Epidot sind gewöhnlich in diesen saussuritisierten Kernen enthalten. Von sekundären Mineralen findet sich übrigens Chlorit. Dieses Mineral tritt als Umwandlungsprodukt von Biotit auf.

Eine *chemische Analyse* des Salagranits ist von R. MAUZELIUS ausgeführt worden (107).

107.



Wegen seines hohen Kieselsäuregehalts und der dennoch bedeutenden Mengen Kalk und Magnesia weicht der Salagranit von den bisher behandelten Typen ab. Dagegen nähert er sich dem folgenden.

Upsalagranit. Nach TÖRNEBOHM gleicht dieser Granit hinsichtlich Struktur und Zusammensetzung dem Salagranit, ist aber viel reicher an Hornblende. In der Beschreibung zum Blatt 6 der geol. Übersichtskarte von »Mellersta Sveriges Bergslag« berichtet TÖRNEBOHM ausführlicher über die petrographische Charaktere des Upsalagranits. Von diesen dürften als besonders wichtige *makroskopische* Charaktere die Mittelkörnigkeit des Gesteins, seine graue Farbe und gleichkörnige Struktur, der Reichtum an Plagioklas und die graublaue Farbe der zahlreichen, erbsengrossen Quarz-

körner hervorgehoben werden. Diese charakteristische Ausbildung der Quarzkörner ist immer ein makroskopisches Kennzeichen von grosser Bedeutung gewesen, weil die Upsalagranite dadurch von den meisten übrigen grauen Hornblendegraniten des schwedischen Urgebirges unterschieden werden können.¹ Meistens ist die Struktur dieses Granits ganz massig, wird aber gegen die Kontakte angrenzender Gesteine oft flasrig schieferig. Nach HÖGBOM⁶⁵) geht der Upsalagranit in gewissen Gebieten in schieferige Gesteine über, die man als Gneisse aufgefasst hat. Bei der *mikroskopischen* Untersuchung der Upsalagranite findet man, dass kalkreiche Plagioklase, Andesin—Labrador ($Ab_7 An_3$ — $Ab_1 An_1$) immer eine her-

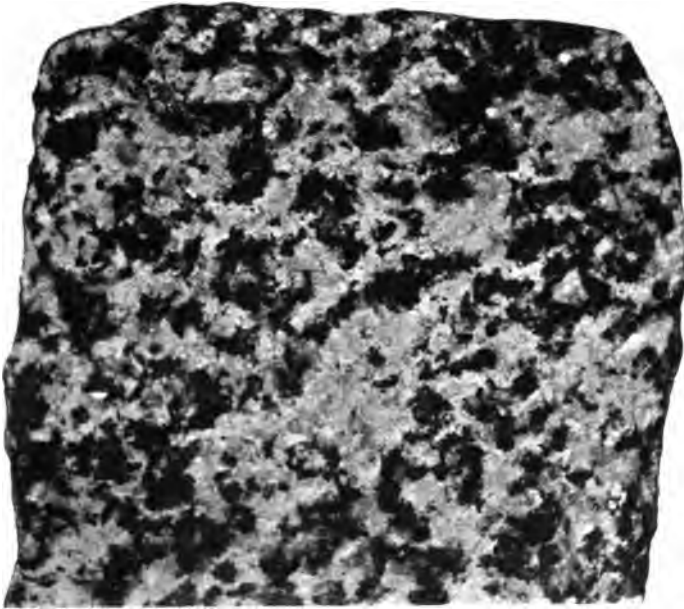


Fig. 27. Upsalagranit. Autotypie von einem Handstück in nat. Grösse. Die dunklen Partien bestehen aus Hornblende und Biotit.

vortretende Rolle in der Zusammensetzung spielen. Sie bilden meistens Körner mit Spuren von Kristallbegrenzung und einfacher Zonarstruktur. Der die Hauptmasse des Plagioklaskornes bildende Kern hat gewöhnlich eine Zusammensetzung von ungefähr $Ab_1 An_1$, ist aber oft vollständig umgewandelt oder mit Epidotkriställchen gespickt. Der Gehalt an Na der umgebenden Zone nimmt schnell nach aussen zu, erreicht aber kaum den Natrongehalt des Oligoklases. Dies geht aus der Lichtbrechung dieser Plagioklaszonen, wenn sie u. d. M. mit dem Quarz verglichen werden, hervor. Der Kalifeldspat tritt teils als Mikroklin, aber ausserdem auch als

¹ Im geol. Blatt Upsala (1869) wird dieser Granit Hornblendegranit, daneben aber auch, nach einem älteren Gebrauch, Upsalasyenit benannt. Die Benennung "syenitischer Granit" ist auch von der geologischen Übersichtskarte vom Jahre 1901 benutzt.

Orthoklas auf. Bisweilen erscheint die Mikroklinstruktur nur stellenweise in den Orthoklasschnitten. Perthitlamellen sind nur spärlich in dem Kalifeldspat eingelagert. Der Quarz tritt meistens als granuliert Massen auf. Nur selten sieht man grössere Körner. Die Begrenzung Quarz-Feldspat hat nur in der Kombination Plagioklas-Quarz durch die Idiomorphie des ersteren einen bestimmten Verlauf. Die dunklen Minerale bestehen hauptsächlich aus Biotit und Hornblende. Diese kommen in verschiedenen Varietäten des Upsalagranits in sehr ungleichen Mengen vor, und ihre gegenseitigen Proportionen scheinen auch bedeutenden Schwankungen unterworfen zu sein.

Metamorphische Züge sind im Upsalagranit allgemein. Der Quarz zeigt immer undulöse Auslöschung und ist sehr oft zerdrückt. Dadurch ist das ursprüngliche Korn des Gesteins bisweilen zerstört worden, so dass es sich wegen der makroskopischen Beschaffenheit gewissen dichten hälleflintähnlichen Gesteinen nähert. Ein Teil der sog. Zwischenformen des Granits und der Hälleflinta die von einigen Forschern erwähnt werden⁴⁰), besteht wahrscheinlich nur aus solchem zermalmt Upsalagranit. Die *chemische Metamorphose*, welche die Upsalagranite durchgemacht haben, besteht hauptsächlich in einer Umwandlung der kalkreichen Feldspatkerne. Dabei werden diese stark getrübt und von Epidotmikroliten gefüllt. Umkristallisierung der Gemengteile scheint nur in geringem Grade stattgefunden zu haben. Jedoch zeigen — wie schon hervorgehoben — die Quarzkörner ein Zerfallen unter Bildung kleinkörniger Aggregate. Auch *wellige Konturlinien* sind bisweilen entwickelt, und in einigen Fällen ist auch *Myrmekit* beobachtet worden.

Von der letzteren Implikationsbildung, die aus Quarz und Plagioklas zusammengesetzt ist, muss der wahre *Mikropegmatit* geschieden werden. Diese Orthoklas-Quarzimplikation, die zu den Erstarrungsstrukturen gehört, ist im Upsalagranit einigemal beobachtet worden. Dieser Mikropegmatit tritt hier als eine endogen kontaktmetamorphe Bildung in der Nähe der Kontakte zwischen Upsalagranit und Hälleflinta auf.⁶⁸)

Mehrere chemischen Analysen sind ausgeführt worden. Von diesen rühren 108—111, welche im dem im J. 1869 herausgegebenen Blatte Upsala veröffentlicht wurden, von M. STOLPE her. 112 und 113 hat neulich R. MAUZELIUS von Proben typischen Upsalagranits ausgeführt.

108. *Upsalagranit*, grauer Hornblendegranit. Steinbruch bei Flogsta, Kirchspiel Bondkyrka, Blatt Upsala.

109. *Granit*, kleinkörniger grauer Hornblendegranit von einer Anhöhe nordöstlich von Berthåga, Kirchspiel Bondkyrka, Blatt Upsala.

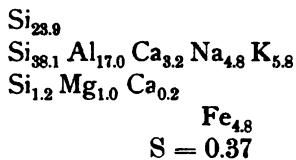
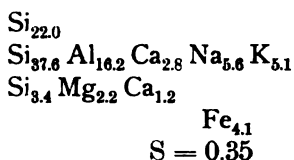
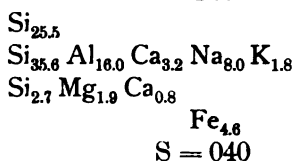
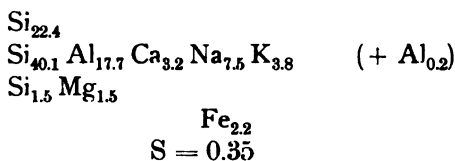
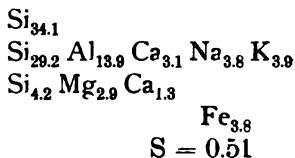
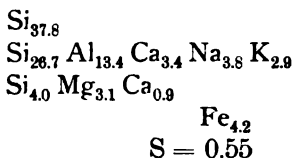
110. *Granit*, kleinkörniger roter Hornblendegranit von einem Berge zwischen Stafby und Rickomberga, im Kirchspiel Bondkyrka, Blatt Upsala.

111. *Upsalagranit*, Hornblendegranit, rote Varietät, südlich vom See Ekebysjön, Kirchspiel Ramsta, Blatt Upsala.

112. *Upsalagranit*, typisch, von Upsala.

113. Upsalagranit. Aus der Umgegend des Sees Tarmlängen, Kirchspiel Hvittinge, Blatt Skattmansö.

Folgende Atomgruppierungen sind für diese Upsalagranite berechnet worden:

108.**109.****110.****111.****112.****113.**

Die älteren Analysen (108—111) enthalten offenbar nicht unbedeutende Fehler. Eine gute Übereinstimmung herrscht jedoch zwischen diesen Analysen hinsichtlich der Gehalte an SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO und CaO . Die Alkalibestimmungen dagegen differieren unter sich erheblich. Die für diese älteren Analysen berechneten Aciditäten müssen folglich als ziemlich unsicher angesehen werden, wiewohl es kaum zu bezweifeln ist, dass die Acidität dieser Varietäten des Upsalagranits niedriger als die der gewöhnlicheren Typen ist.

Eine sehr charakteristische chemische Zusammensetzung zeichnet den Upsalagranittypus aus, der in der Umgegend der Stadt Upsala der gewöhnliche ist. Dieser Typus ist durch seine Gleichförmigkeit und Schönheit sowie seine Verwertbarkeit zu Bauzwecken den Geologen der letzten Jahrzehnte sehr bekannt. Der violettblaue Quarz, der das wichtigste makroskopische Kennzeichen des Upsalagranits ist, kommt in diesem Typus in reichlicher Menge vor.

Von dieser Varietät stammen die Analysen 112, 113. Die nahe Übereinstimmung dieser beiden Analysen erhält ein besonderes Interesse dadurch, dass die Fundplätze der analysierten Proben dreissig km weit von einander entfernt sind und zu ungleichen, von Wängegranit geschiedenen Massiven gehören. Hieraus scheint nämlich hervorzugehen, dass dieser bei den feldgeologischen Arbeiten besonders auffallende Typus eine wirkliche petrographische Stabilität besitzt.

Dieser Haupttypus des Upsalagranits enthält sehr viel Kieselsäure. Die Acidität überschreitet bedeutend den Wert 0,50. Der Upsalagranit muss demgemäss als ein ausserordentlich *saurer Granit* bezeichnet werden. Andererseits ist die Benennung *basischer Granit* von diesem Gestein allgemein gebraucht und wegen der erheblichen Mengen dunkler Minerale und des Kalkgehalts der Plagioklase auch einigermaßen berechtigt.

Noch eine petrographische Benennung ist in jüngerer Zeit auf den Upsalagranit bezogen. HÖGBOM hob nämlich 1893⁶⁴⁾ die Übereinstimmung des Upsalagranits und des mesozoischen Tonalits des Adamellomassives in Tirol hervor. Bei der Aufstellung seiner Monzonitgruppe suchte BRÖGGER auch die Auffassung geltend zu machen⁷⁵⁾ dass der Upsalagranit nach seinem chemischen Bestand zu den Quarz-Monzoniten zu führen sei. Nach den hier angeführten Analysen sind sowohl *Banatite* oder mittelsaure Quarz-Monzonite als auch *Adamellite*, d. h. saure Quarz-Monzonite, unter den Upsalagranitvarietäten vertreten. Die Analysen 112, 113 stimmen mit den von BRÖGGER angegebenen Zahlen für typische Adamellite gut überein. Die älteren Analysen des Upsalagranits entsprechen besser den Banatiten, obwohl das Molekularverhältnis $\text{CaO} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ durchgehends niedriger ist als der Mittelwert, den BRÖGGER für die Monzonitgruppe berechnete.

Wängegranit. Nach TÖRNEBOHM (Mell. Sv. Bergslag) ist dies »ein roter oder rötlicher, grobkörniger oder beinahe grobkörniger, gewöhnlich ziemlich quarzreicher und nur wenig hornblendeführender« Granit. Der-

selbe wurde von TÖRNEBOHM zuerst als Örebrogranit bezeichnet,⁸⁾ und das Gestein gleicht oft dem später ausgesonderten Fellingsbrogranittypus. HÖGBOM hebt die Ähnlichkeit mit den Ragunda- und Rätangraniten hervor.⁹⁾ Obgleich also hauptsächlich von dem gewöhnlichen Quarz-Feldspattypus und gleich diesem arm an dunklen Mineralen, hat doch der Wängegranit ein besonderes Aussehen. Dieses ist in erster Reihe durch den makroskopisch hervortretenden, ausserordentlichen Reichtum an Quarz bedingt. Die Quarzmasse füllt, als sehr feinkörniges hellgraues Aggregat, in dem jedoch oft auch grössere einheitliche Quarzkörner von braungrauer Farbe zu sehen sind, die Zwischenräume der grossen Feldspatkristalle. Dieselben bestehen aus Kalifeldspat in Körnern von 1—1,5 cm Grösse oder in Tafeln von bis 3 cm Kantenlänge. Sie sind blassrot gefärbt,

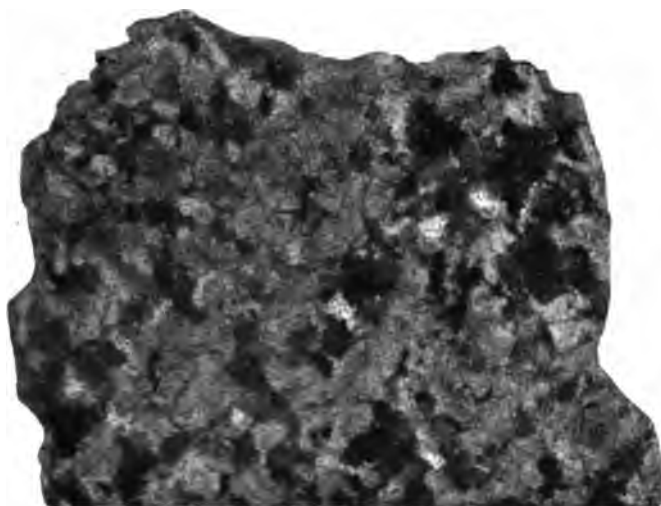


Fig. 28. Wängegranit. Aut. von einem Handstück in nat. Grösse.

und bisweilen zeigt der Plagioklas denselben Farbenton. Die dunklen Minerale Biotit und etwas Hornblende kommen zu kleinen Gruppen aggregiert vor und bilden nur einen geringeren Teil der Gesteinsmasse.

U. d. M. erscheint der Plagioklas reichlich vorhanden. Er hat die Zusammensetzung eines Oligoklases oder Andesins ($Ab_3 An_1$), und die Körner enthalten bisweilen einen unregelmässigen Kern, dessen Auslöschung aber nur wenig von der äusseren Zone abweicht. Daneben erblickt man bisweilen Kernteile, die so vollständig umgewandelt worden sind (durch Saussuritisation), dass sie keine einheitliche optische Reaktionen mehr zeigen, sondern nur Aggregatpolarisation. Der Kalifeldspat besteht aus Mikroklin. Seine Zwillingsstruktur ist sehr kräftig, und Perthiteinlagerungen fehlen beinahe vollständig. Der Quarz bildet meistens körnige Aggregate, und seine undulöse Auslöschung ist nur schwach hervortretend. Von dunklen Mineralen findet man hauptsächlich nur Biotit. Daneben

kommen aber auch kleine lappige Körner einer grünen, stark pleochroitischen Hornblende spärlich vor.

Die *metamorphischen Züge* des Wängegranits geben sich durch die Granulierung und undulöse Auslöschung des Quarzes, die teilweise Umwandlung des Plagioklases zu Epidot und Glimmer und durch das recht reichliche Vorkommen von Myrmekit zu erkennen. Das Korngefüge hat, wie bei den Bohus- und Blekingegraniten, einen plastischen Verlauf. Dieser Charakter ist hier aber nicht so schön entwickelt wie bei diesen Graniten.

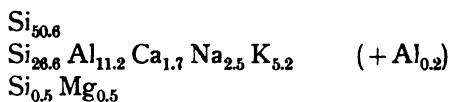
Zwei *chemische Analysen* sind von dem Wängegranit ausgeführt:

114. *Wängegranit.* Ulfhällarne, nördlich vom See Tena, Kirchspiel Hvittinge, Blatt Skattmansö. Die Analyse ist im Jahre 1862 von D. HUMMEL ausgeführt.

115. *Wängegranit.* Südöstliches Ende des Sees Mörtsjön, Kirchspiel Östersunda, Blatt Skattmansö. Analyse von R. MAUZELIUS.

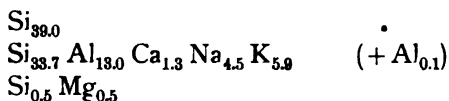
Folgende Atomgruppierungen sind berechnet worden:

114.



$$S = 0.65$$

115.



$$S = 0.53.$$

Der Wängegranit ist also ein sehr saurer Granit, wie schon die äusseren Charaktere anzuzeigen scheinen. Nach den beiden vorhandenen Analysen hat die freie Kieselsäure des Magmas vor der Kristallisation des Gesteins sehr an Menge gewechselt. Der Wängegranit stimmt in dieser Hinsicht sehr gut mit dem Uthammar—Älögranit in Småland überein. Die makroskopischen Charaktere sind auch so übereinstimmend, dass die beiden Granite in Handstücken nicht von einander unterschieden werden können.

Von den bisher analysierten schwedischen Graniten geben die Älö- und Wängetypen die höchsten Kieselsäuregehalte an, und sie erreichen beide dasselbe Maximum, nämlich 0,65—0,66 des Aciditätskoeffizienten. Dies bedeutet, dass ungefähr $\frac{2}{3}$ der ganzen Anzahl der Kieselatome bei diesen Gesteinen im Quarz gebunden sind, und nur $\frac{1}{3}$ dem Feldspat gehören.

Der Quarzreichtum des Älögranits wird zweifelsohne von einer magmatischen Assimilation beim Durchbruch des Westerwikquarzits bedingt.

Dagegen ist keine solche Ursache des abnormen Zuwachses der Kieselsäure im Wängegranit bekannt. Die Erscheinung scheint jedoch *ein allgemeiner Zug der Granite der sog. Upsalaregion zu sein*. Sowohl der typische Upsalagranit als auch der Salagranit zeigen nämlich einen ungemein hohen Kieselsäuregehalt, und auch der Arnögranit, der noch nicht analysiert worden ist, hat, wie schon TÖRNEBOHM bemerkt, einen auffallend hohen Quarzgehalt.

Die *Granite der Küsten von Upland* sind bisher nur wenig studiert. Durch die Karten und Erläuterungen TÖRNEBOHMS und der geol. Landesanstalt nebst einigen Aufsätzen von E. SVEDMARK^{34, 35)} sind sie jedoch in den Hauptzügen bekannt. In der Regel sind die Granite dieser Küstengebiete in hohem Grade gneissartig. Sie sind auch meistens als Gneiss bezeichnet und auf den Karten mit den hier vorkommenden Paragneissen zusammengeführt worden.

Ein solcher »granitähnlicher, roter Gneiss«, der in Wätö östlich von Harg und in Tjärholmen auf dem Blatt Skattmansö vorkommt, ist in der Tat ein gut ausgebildeter, grobkörniger Granit von der gewöhnlichen einfachen Quarz-Feldspatzusammensetzung. Dieser Granit, der in den letzten Jahren sehr häufig zu monumentalen Gebäuden in Stockholm benutzt worden ist,¹ wird gewöhnlich *Norrteljegranit* oder *Wätögranit* genannt. Das Gestein stimmt hinsichtlich der Mineralzusammensetzung mit dem Wängegranit überein und ist auch wie dieser ein quarzreiches Gestein. Der Wätögranit hat jedoch eine dunkler rote Farbe und einen höheren Gehalt an Biotit als der Wängegranit. Seine Primärstruktur ist nicht ganz so grobkristallinisch wie die des Wängegranits, und ausserdem ist das Korn durch Granulierung meistens zu noch kleineren Dimensionen reduziert worden. In dem Wängegranit sind die Quarzkörner oft zermalmt, die grossen hellroten Feldspatkristalle dagegen sind von diesen Prozessen ziemlich unangegriffen.

Rückblick auf die Granite von Upland.

Mit der wachsenden Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Upsalagranite sind die Auffassungen über die Bedeutung derselben verändert worden. TÖRNEBOHM führte anfänglich²⁰⁾ die Upsala-Salagranite

¹Das neue Opernhaus ist zum grossen Teil aus diesem Gestein aufgeführt (Vergl. A. E. TÖRNEBOHM: *Sveriges Geologi*, 2. Auflage, Seite 28) und auch in dem neulich vollendeten Reichtagsgebäude haben die Wätögranite, mit anderen blassroten Gesteinen, mehrfach Verwendung gefunden.

mit den anderen Urgraniten zusammen, weil jene in gneissige Gesteine übergehen.

Aber schon in den allgemeinen Erläuterungen zu der Gebirgskarte, die dem letzten Blatt (9) beigelegt wurden, betont TÖRNEBOHM, dass die fraglichen Urgranite und die mit denselben verbundenen Gneisse zu einer jüngeren Abteilung der Urformation zu rechnen seien. In der zusammenfassenden Schilderung des Gebirgsgrundes von Schweden²¹⁾ haben diese Granite und Gneisse auf der Karte eine besondere Farbenbezeichnung erhalten und werden als jüngere, die Granulitbildungen überlagernde Granit-Gneissabteilung den älteren Gneiss-Granitbildungen gegenüber gestellt. Hierbei wurde jedoch das Arnögranit ausgenommen. In einer Anzeige seines Kartenwerkes²²⁾ sagt TÖRNEBOHM nämlich hinsichtlich der Arnö-, Sala-, Upsala- und Vängegranite: »Von diesen ist ersterer der älteste, wahrscheinlich älter als die Granulitgesteine der Gegend, die übrigen dagegen jünger als diese«. Später hat TÖRNEBOHM jedoch den Arnögranit wieder mit den übrigen Graniten der Upsalaregion unter der Bezeichnung »jüngeres Grundgebirge«^{101, 104)} vereinigt. Diese Granite werden also jetzt als »gleichzeitig mit oder wenig jünger« als die Gruppe des Hälleflintgneisse und Porphyre dargestellt. Diese Auffassung ist in den Arbeiten TÖRNEBOHMS mit der Idee von den Urgraniten als »einer verstärkten Fortsetzung der Eruptionen der Porphyrzeit« verbunden. Die Granite sollten sich demgemäss in der archaischen Zeit über die Erdoberfläche ausgegossen haben und dadurch mit den geschichteten Bildungen der Hälleflintgneisse und Gneisse als überlagernde oder als wechsellagernde Massen verbunden worden sein. TÖRNEBOHM fasst also die Parallelstruktur dieser Gneisse als eine primäre Lagerstruktur auf und versucht aus der scheinbaren Lagerstellung über die Altersverhältnisse dieser Gesteine Schlüsse zu ziehen¹⁰⁴⁾.

Die Ansicht von dem sedimentären Ursprung der Gneissgesteine war auch für die Geologen der schwed. geol. Landesanstalt in den 70-er und 80-er Jahren des vorigen Jahrhunderts eine fundamentale Ansicht. Der Zusammenhang, der zwischen den massigen Urgraniten und den Gneissen im Felde besteht, war daher bei der Kartierung eine oft belästigende Tatsache. Einige Geologen suchten diesen Schwierigkeiten dadurch zu entgehen, dass sie die Lagergranite als »Gneisse ohne deutliche Schichtung«²⁵⁾ oder als »Gneisse mit massiger Struktur«⁴²⁾ erklärten.

Der Gedanke, dass die Parallelstruktur der Gneisse — die sog. Schieferigkeit oder Schieferung — durch Druckprozesse entstanden sein könnte, trat in den geologischen Blatterläuterungen erst in den 70-er Jahren des vorigen Jahrhunderts deutlich hervor. Auch in diesem Falle ist TÖRNEBOHM bei uns der Vorgänger. In der Beschreibung des Blattes Åmål (1870) sagt er (Seite 44) betreffs der Schieferformation von Dalsland, die aus Gneissen, Schieferen, Sandsteinen etc. besteht, dass »... von hier vorzukommenden Gesteinen nur die Eurite und Quarzitsandsteine eigentliche Schichtung besitzen. Die übrigen, Gneisse, Hälleflinten und Chlorit-

gesteine zeigen, wenn überhaupt irgend eine Parallelstruktur bei ihnen sichtbar ist, nur Schieferung, von der es natürlich schwer zu sagen ist, ob sie transversal oder nicht ist, und die daher keine sichere Leitung für die Beurteilung der wirklichen Schichtenstellung dieser Gesteine giebt».

TÖRNEBOHM verliess aber bald die Bedenklichkeiten, die diesen Gedankengang hinsichtlich der Erklärung der Parallelstruktur des Gneisses hatten veranlassen können, und als er die wichtige Entdeckung der sog. Mörtelstruktur 1880 veröffentlichte²²⁾, deutete TÖRNEBOHM dieselbe als eine fluidale Erscheinung (Fluktuationsstruktur), hielt aber gleichzeitig auch an der Idee der sedimentären Entstehung dieser Struktur fest.¹

In den 80-er Jahren nimmt jedoch die Idee von der Entstehung der Schieferigkeit durch Druckprozesse immer bestimmtere Form. In den Erläuterungen zu den Blättern Dalarö und Utö sucht HOLST (1882) alle Parallelstruktur im Grundgebirge dieser Gegend als »in irgend einer anderen Weise als durch sedimentäre Ablagerung, wahrscheinlich durch Druck entstanden« zu erklären. In der interessanten Diskussion über »Granit und Gneiss«, die im Jahre 1888 im Geologiska Föreningen zu Stockholm stattfand, verfocht M. STOLPE die Ansicht dass »in Ostschweden die schiefrige Struktur sowohl im Granit wie im Gneiss durch Seitendruck entstanden sei«. BRÖGGER bezeichnete bei derselben Gelegenheit diejenigen Gneisse, die als primär oder sekundär schiefrig angesehen werden könnten, als *Granitschiefer* und reservierte den Namen Gneiss für die übrigen oder die Sedimentgneisse. HOLST wies auf seine sechs Jahre ältere Äusserung von dem Drucke als der Ursache Parallelstruktur hin, hob aber gleichzeitig hervor, dass er diese Struktur für eine primäre und nicht sekundäre oder metamorphische, wie BRÖGGER angenommen, halte. TÖRNEBOHM betonte die Schwierigkeit, die von BRÖGGER vorgeschlagene Einteilung der Gneissgesteine in Granitschiefer und wahre (Sediment-) Gneisse bei den geologischen Feldarbeiten benutzen zu können. SVED-MARK wollte hinsichtlich des sog. »Järngneisses« (Magnetitgneisses) annehmen, dass seine Parallelstruktur wahrscheinlich in sedimentärer Weise entstanden sei, dass jedoch an einigen Stellen »die Schieferung dieses Gneisses mit Faltungen des Gebirgsgrundes zusammengehörte und sich daher hier als durch Druck verursacht erweise«²³⁾.

Die allgemeine Auffassung scheint seitdem der von BRÖGGER angegebene Richtung gefolgt zu sein, wiewohl die Schwierigkeit, im Felde zwischen Granitschiefern und Sedimentgneissen und namentlich zwischen primären und sekundären Parallelstrukturen der Gneisse zu unterscheiden

¹ Auf der Seite 241 der zitierten Arbeit sagt TÖRNEBOHM: ". . . auf einer Ablagerung im Wasser muss jedoch die Schichtung der kristallinen Gesteine ebenso wie die Schichtung aller übrigen gelagerten Gesteine beruhen." Vergleiche auch Mell. Sv:s Bergslag, H. 2, Seite 18: "Der Schlammprozess, der die Schichtung der Gneisse verursachte." (1889.)

— eine noch eifrig debattierte Aufgabe — die Verwirklichung von dem trefflichen Vorschlag BRÖGGERS noch immer verhindert hat.¹

Statt der Namen Granitschiefer und (Sediment-) Gneiss, welche von BRÖGGER vorgeschlagen wurden, werden im Schweden die Namen Granitgneiss und Gneissgranit noch immer gebraucht. Diese Namen haben aber keine ausschliesslich petrographische sondern auch eine geologische Bedeutung. TÖRNEBOHM versteht unter *Granitgneiss* Gesteine, die »geognostisch zu den Gneissen gehören, aber einen gewissermassen granitartigen Habitus besitzen«, und unter *Gneissgranit* einen solchen Granit, »der durch entweder primäre oder sekundäre mechanische Deformation geschiefert und infolgedessen mehr oder weniger gneissähnlich geworden ist.«²)

In Zusammenhang mit seiner Beweisführung für die Eruptivität der Urgranite von Upland und der mit diesen verbundenen Gneisse gab HÖGBOM einige Unterschiede der primären und der sekundären Parallelstruktur an und bemerkte, dass »sekundäre Druckschieferung im grossen Ganzen eine häufigere Ursache der Parallelstruktur als es Strömungen des noch nicht erstarrten Magmas sein dürften.«

Ein wesentliches Hindernis für die Auffassung von der Parallelstruktur der Gneisse (Granitschiefer) als durch Druckmetamorphose entstanden und gleichzeitig eine scheinbare Stütze für die Anschauung TÖRNEBOHMS (vergleiche oben!) ist die Tatsache, dass diese Gneisse ihrerseits Übergänge zu den lagerstruierten Gesteinen der Hälleflintgneissabteilung zu bilden scheinen. Diese bei den Urgraniten, wie HÖGBOM bemerkt sehr allgemeine Erscheinung, hat auch manchmal die Kartierung sehr erschwert.

Eine vollständige Untersuchung dieser bedeutungsvollen Tatsache hat aber bis jetzt noch nicht stattgefunden. Es sei aber hier vor allem hervorgehoben, dass diese Schwierigkeit nur dort eintritt, wo die Schieferung des Granits am stärksten ausgebildet ist oder — mit anderen Worten — in den Zonen, wo die ursprünglichen Kontaktzüge am meisten zerstört und eben deswegen kaum mehr bestimmbar geworden sind. Nach der Erfahrung des Verfassers ist es jedoch durch Achtgeben auf die hinzugekommenen Strukturzüge auch in solchen Zonen meistens möglich, in der Gesteinsmasse das eruptive Material von den Gesteinsmassen, die zum metamorphischen Hälleflintgneiss gehören, zu unterscheiden.

Die Urgranite von Upland zeigen aber gegen die Hälleflintgneisse auch nur sehr unbedeutend durch spätere Metamorphose veränderte Kontakte.

Das bekannteste Gebiet, wo solche Kontakte studiert worden sind, ist das der sog. Waksala-Hälleflinta unweit Upsala. Nach A. ERDMANN¹).

¹ In dem eifrigen Streit über die Genesis der Gellivaraer Eisenerzes verhielt sich noch im Jahre 1891 der Bergmeister A. SJÖGREN ganz abweisend gegen den Gedanken, dass die Parallelstruktur der Gneisse durch Druck entstanden sei.

STOLPE,⁴⁾ SVEDMARK,¹⁰⁾ HÖGBOM⁶⁵⁾ und O. NORDENSKJÖLD⁶²⁾ zeigt diese Hälleflinta im Felde mehrerorts Übergänge zum Upsalagranit. SVEDMARK, HÖGBOM und NORDENSKJÖLD stimmen darin überein, dass diese Hälleflinta als ein wirklicher *Felsitporphyr* zu bezeichnen sei. Die Zusammensetzung schwankt zwischen der eines sauren Porphyrs und der eines Porphyrits. HÖGBOM hat das Vorkommen von Mikropegmatit (»Granophyr«) sowohl in der Hälleflinta wie im angrenzenden Granit nachgewiesen. O. NORDENSKJÖLD stellt sich unschlüssig zu der Frage nach dem Vorkommen eines wirklichen Überganges zwischen Hälleflinta und Granit, weil eine nähere Untersuchung der vermuteten Übergänge zwischen diesen Gesteinen von Småland gezeigt hatte, dass in der Tat Kontakte gefunden werden konnten. Diese Kontakte waren aber makroskopisch kaum sichtbar, und mikroskopisch findet man den Granit als Granitporphyr ausgebildet und von dem Porphyr nur dadurch verschieden, dass die Grundmasse in bedeutend geringerer Menge vorhanden und vielleicht mehr grobkristallinisch als in dem letzteren entwickelt ist, obwohl sie sonst dasselbe Aussehen hat. Wie schon (Seite 165) bemerkt worden ist, scheinen derartige Kontakte auch in wirklichen Übergangszonen entstehen zu können.

Es ist natürlich nicht anzunehmen, dass die ganze Masse des Upsalagranits gleichzeitig mit diesen Zonen erstarrt sei, und zwar desto weniger, da nach den Beobachtungen HÖGBOMS⁶⁵⁾ die Hälleflinta auch bisweilen als *Bruchstücke* im Granit vorkommt. Auch im Wängegranit hat derselbe Forscher ein Bruchstück aus Porphyr beobachtet. HÖGBOM erwähnt auch Einschlüsse aus basischen Gesteinen, Gabbro, Diorit (bisweilen diabasartige) und »Klumpen von einem feinkörnigen Glimmergneiss«. Die gerundeten, dunklen dioritähnlichen Einschlüsse, die einen so allgemeinen und charakteristischen Bestandteil des Upsalagranits bilden, erklärte HÖGBOM als *basische Ausscheidungen*.¹¹⁾ HÖGBOM stützte diese Auffassung hauptsächlich auf die öfters gerundete Form und bisweilen konzentrische Struktur dieser Einschlüsse und auf eine gewisse qualitative Übereinstimmung der mineralogischen Zusammensetzung des Granits und der Einschlüsse.¹ Teils auf Grund der Gesichtspunkte, unter denen später besonders die finnländischen Geologen diese Frage betrachtet haben, teils auch wegen der Beschaffenheit dieser Einschlüsse scheint es mir wahrscheinlicher, dass sie wahre Bruchstücke bilden. Sie stammen vermutlich aus älteren dioritporphyritischen, dioritischen, gabbro- oder granulitartigen Gesteinen und Hornblendegneissen, die im Upsalagranit eingeschlossen und seitdem in magmatischen Zustand übergegangen sind. Ein Austausch von Mineralbestandteilen nach magmatisch-chemischen Gleichgewichtverhältnissen hätte dann stattfinden können, wodurch es erklärlich wird, dass sich die Einschlüsse der Zusammensetzung der Dioritmagman genähert haben, und dass der

¹ Die anderen von HÖGBOM in diesem Zusammenhang angeführten Tatsachen, nämlich die Ungleichheit in der Struktur und der Zusammensetzung naheliegender Einschlüsse und die Zunahme der Acidität neben denselben scheinen die Theorie der basischen Ausscheidungen kaum stützen zu können.

umgebende Granit — durch Aufnahme neuer Mengen von Quarz-Feldspatlösung aus den Einschlüssen, — neben diesen eine »saurere« Zusammensetzung erhalten hat. Die Verschiedenheit der Zusammensetzung naheliegender Einschlüsse, die HÖGBOM hervorgehoben hat, wird durch eine solche Annahme leichter erklärlich, als wenn man annähme, dass sie durch einen einheitlichen magmatischen Ausscheidungsprozess gebildet worden wären.

Diese magmatische Umbildung von Einschlüssen scheint die Tatsache erklären zu können, dass erkennbare Einschlüsse bei den Graniten der Upsalaregion so verhältnismässig selten erwähnt worden sind. Es giebt keine Angaben über das Vorkommen von Einschlüssen in den Arnö- und Salagraniten. Im Wängegranit dagegen hat, wie schon erwähnt, HÖGBOM einen Einschluss aus einem granitporphyrischen Gestein beobachtet. In grossen Blöcken dieses Granits, die für Bauzwecke nach Stockholm geführt worden sind, werden bisweilen eingeschlossene Stücke eines charakteristischen Hälleflintgneisses gefunden. Es ist eine Varietät von dunkelbräunlicher Farbe, und feinkörniger Struktur, die unter den Hälleflintgneissgesteinen allgemein vorkommt, und nicht mit den sog. basischen Aussonderungen verwechselt werden kann. Diese Einschlüsse sind nach der makroskopischen Beschaffenheit aus quarzarmen und plagioklasreichen Gesteinen gebildet. Ihr Vorhandensein in dem quarzreichen Wängegranit giebt an, dass die Löslichkeit dieser feldspatreichen Gesteine im granitischen Magma nicht sehr gross gewesen ist.

Wenn man von der eigenartigen Zusammensetzung und dem Reichtum an geschieferten Formen der Upsala—Salagranite absieht, giebt es keine wesentlichen Ungleichheiten dieser Granitformation und derjenigen von Småland. Auch ist die Übereinstimmung der beiden Granitgebiete von SVEDMARK⁴⁰⁾ und O. NORDENSKJÖLD¹⁰⁰⁾ betont worden. Der Altersunterschied, der nach der geologischen Übersichtskarte (von 1901) zwischen den Upsala—Sala- und den Wäxiögraniten bestehen soll, ist, wie auch O. NORDENSKJÖLD schreibt, in keiner geognostischen Tatsache begründet, sondern nur als der Ausdruck einer Hypothese, die ihre Stütze hauptsächlich in den petrographischen Unterschied der beiden Gruppen hat, anzusehen.

Die Granite von Norrland.

Die Übersichtskarte von 1901 führt hauptsächlich nur eine Gruppe konform begrenzter Granite in dem jüngeren Grundgebirge auf.

Diese Gruppe ist mit den Upsala—Salagraniten geologisch gleichgestellt worden.

Aus den Felduntersuchungen in diesen weiten, geologisch noch ziemlich unausforschten Gebieten ist hervorgegangen, dass die hiesigen geologischen Verhältnisse denen des Grundgebirges von Südschweden im grossen ganzen

gleichartig sind. Doch findet man im Grundgebirge jener nördlichen Provinzen auch neue interessante Erscheinungen. Die Eisenerzfelder von Lappland bestehen, wie die entsprechenden von Mittelschweden, aus einem Komplex von Granit- und Gneissgranitmassiven, die von feinschieferigen Gesteinen, Hälleflintgneissen und Porphyren umgeben sind. Wenn aber in Mittelschweden *das Quarz-Feldspatmaterial so gut wie alleinherrschend ist, bestehen die Grundgebirgskomplexe der Erzgebiete von Gellivara und Jukkasjärvi zu recht grossem Teil aus syenitartigen Gesteinen, Syeniten, Syenitporphyren und sog. Syenitgranuliten*. Auch Gabbrogesteine und Porphyrite spielen in diesen Gegenden eine grössere Rolle als im Süden des Reiches. Die Hauptmasse scheint jedoch auch hier aus Graniten, Gneissen und normalen Granuliten, also aus Quarz-Feldspatgesteinen zu bestehen.

»Örebrogranit« in den Schären von Luleå. Unter den kleinen Gebieten, die auf der Übersichtskarte von 1901 mit der Farbe der Filipstad-Wexiögranite bezeichnet worden sind, ist dasjenige der Schären von Luleå das bekannteste. Nach seinem makroskopischen Äusseren stimmt dieser Granit wohl mit den Fellingsbro- oder Wirbotypen am nächsten überein. Er tritt aber auch in einem dunkelbraunen Typus auf, die bisweilen als »syenitartiger Granit«⁶¹⁾ bezeichnet worden ist und mit dem bekannten dunkelfarbigen Grafversforsgranit übereinzustimmen scheint.

Eine mikroskopisch untersuchte Probe dieses sog. Örebrogranits von Berghamn im Kichspiel Neder-Kalix zeigte alle diejenigen die am wenigsten umgewandelten roten Grundgebirgsgranite auszeichnenden Charaktere, nämlich wenig bemerkbare Druck- und Umwandlungs-Strukturen, primären Mikroklinmikroperthit und idiomorph ausgebildete Quarzkörner. (Fig. 29.)

Diese idiomorphen Quarzkörner sind makroskopisch ebenso hervortretend wie in dem schon erwähnten Granit von Jungfrun im Kalmarsund. Die Übereinstimmung mit den roten augengranitartigen Rapakivigesteinen ist auch sehr auffallend. Die Verschiedenheiten treten erst bei der eingehenden mikroskopischen Untersuchung als eine angefangene mechanische und chemische Metamorphose deutlich hervor.

Eine chemische Untersuchung ist bisher von diesem Granit noch nicht ausgeführt worden. Es ist aber wegen der petrographischen Verhältnisse doch deutlich, dass die chemische Zusammensetzung des Gesteins nur wenig von den übrigen Quarz-Feldspatgesteinen abweichen kann. Die freien Plagioklaskörner zeigen eine Zusammensetzung, die zwischen Albit und Oligoklas schwankt, und sie haben oft einen stark umgewandelten Kern, der vielleicht aus einem noch kalkreicheren Feldspat bestanden hat.

Der Örebrogranit in den Schären von Luleå steht hier in Kontakt mit einem bedeutenden Komplex von Urgebirgsschiefern, unter denen auch Tonschiefer, Kalkstein und Konglomerat vorkommen. Die Kontaktverhältnisse sind noch nicht näher studiert worden.

Im Erzrevier von Jukkasjärvi kommen mehrere grosse Granitmassive vor. Darunter befinden sich auch die schon auf Seite 113 erwähnten wenig metamorphischen, archaischen Granite von Ekströmsberg (Pidjastjåkko)

und die ebenda besprochenen, damit zusammengehörenden aber stark gepressten Granite. Beide Gesteine sind ausgeprägte Quarz—Feldspattypen, sehr arm an dunklen Mineralen. Sie sollen im Felde mit den ausgebreiteten Porphyrgesteinen dieser Gegenden geologisch verbunden sein.

Ein reiner, aber metamorphisch sehr veränderter Quarzfeldspatgranit ist der sog. *Linagranit*, der als Massiv am Linafluss bei Gellivara auftritt. Dieser Granit, der seiner Teilbarkeit, Schönheit und Homogenität wegen als Baustein sehr häufig, besonders für die lappländischen Eisenbahnen benutzt worden ist, hat die Beschaffenheit eines roten mittelkörnigen an dunklen Mineralen armen Biotitsgranits. Die rote Farbe rührt von dem blass fleisch-

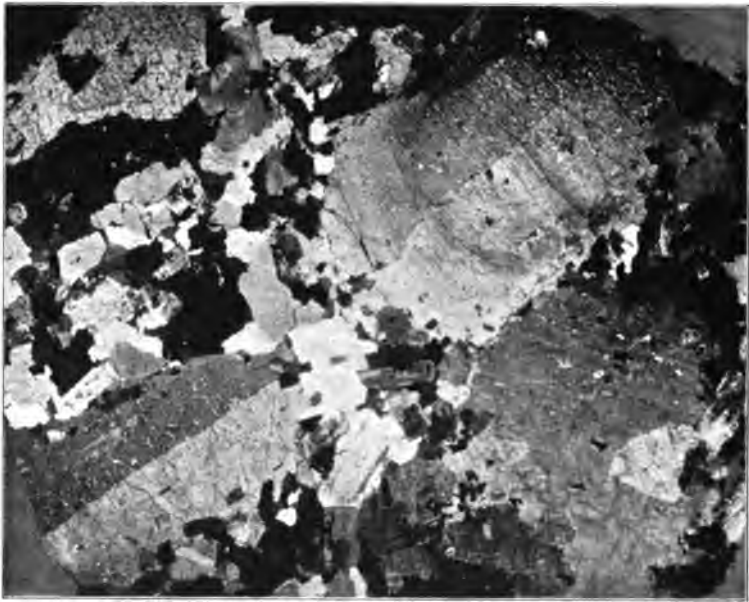


Fig. 29. Örebrogranit aus den Schären von Luleå. Aut. nach einer Photographie von einem grösseren Dünnschliff im polarisierten Lichte bei gekr. Nic. Vergröss. $2\frac{2}{3}$.

roten Kalifeldspat her. Dieser ist von centimetergrossen Kristallkörnern mit gebogenen Spaltflächen nebst einer dazu gehörenden Mörtelmasse gebildet. Ausserdem sieht man farblose Plagioklaskörner, deren Spaltflächen ebenfalls gebogen sind. Der Quarz tritt als feingranulierte Zwischenmasse von weisser Farbe auf. Dunkler Biotit und kleine Körner von Magnetit sind gleichmässig eingestreut. Wiewohl diese dunklen Minerale in kleineren Mengen vorkommen, tritt doch eine lineare Parallelstruktur sehr deutlich hervor. Die Stellung dieser Struktur im Felde ist eine steil aufgerichtete. Die Struktur dieses Granits nähert sich im grossen ganzen derjenigen der Magnetitgneisse (»Järnagneis«), und durch den Gehalt des Linagranits an Magnetit ist diese Ähnlichkeit auch sehr auffallend.

Die in Handstücken so deutlich hervortretende metamorphische Struktur des Linagranits wird durch die *mikroskopischen* Züge noch deutlicher beleuchtet. Das Gestein trägt nämlich auch in den mikroskopischen Einzelheiten überall Spuren von Zermalmung und Neubildung. Das Gefüge hat aber nicht die geraden Linien der Brüche, sondern einen sanft gebogenen Verlauf, Myrmekit kommt in reichlicher Menge vor, die undulöse Auslöschung des Quarzes ist nur mässig stark entwickelt, und der Mikroklin zeigt eine ausgeprägte und gleichförmige Zwillingsstruktur und eine reine Masse mit nur wenigen eingeflochtenen Perthitlamellen — alles Züge,

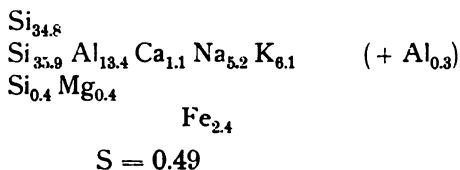


Fig. 30. Linagranit von dem Linafluss an der Ofotenbahn. Aut. von einem Handstück in nat. Grösse.

die sich stets in den Graniten regionalmetamorphischer Zonen wiederfinden. Der Plagioklas enthält nur kleine Mengen Kalk, neugebildeter Albit ist nicht selten. Der Biotit ist mit Chlorit verwachsen. Muskovit kommt als Interpositionen im Plagioklas vor. Titanit ist ziemlich allgemein und nicht selten als grössere Kristalle entwickelt.

Durch die freundliche Vermittlung des Direktors von Kiruna, Herrn Ingenieur HJ. LUNDBOHM, habe ich einen schönen Block des Linagranits vom Linaflusse unweit der Ofotener Eisenbahn erhalten. R. MAUZELIUS hat hiervon eine chemische Analyse ausgeführt, (116). Die gefundenen Analysenzahlen gaben folgende Atomgruppierung:

116.



Hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung schliesst sich also der Linagranit den gewöhnlichen einfachen Granittypen sehr nahe an. Besonders auffallend stimmt die Zusammensetzung mit der des ebenfalls stark metamorphischen Slirudgranits (103) überein.

Das *geologische Verhalten* des Linagranits ist nicht eingehend studiert. Die Umgebung des Gellivaraer Eisenerzberges ist nur in ihren Hauptzügen geologisch untersucht und beschrieben. Zahlreiche Angaben über die Granite dieser Gegend sind jedoch in den Berichten über die Erzvorkommen veröffentlicht. Die Karte der geol. Landesanstalt von dem Gellivaraer Erzberg vom Jahre 1875¹⁵⁾ giebt das Vorkommen eines Granitmassivs in unmittelbarer Nähe der Erze und ausserdem gangartig in dem Erz auftretenden Granit an. Dieser Granit ist nach GUMELIUS¹⁵⁾ ein »ohne Ausnahme roter, gewöhnlich wenig grobkörniger« Granit. LUNDBOHM erwähnt, dass das grosse Granitgebiet nördlich vom Gellivaraer Erzberg ein in Struktur und Zusammensetzung ziemlich wechselnder, gewöhnlich aber grobkörniger, roter Granit⁵³⁾ sei, dass aber dieses Massiv mit dem Eisenerz selbst nicht in Berührung komme⁵⁸⁾. Das Erz wird jedoch von zahlreichen Lagergängen aus Granit und überquerenden Gängen aus Pegmatit durchsetzt. G. LÖFSTRAND beobachtete⁶⁰⁾ in dem nördlich vom Gellivaraer Erzberge streichenden Granit Einschlüsse von »grauem, feinkörnigem, an Glimmer und Hornblende reichem, geschichtetem Gestein«, offenbar Bruchstücke des grauen Hälleflintgneisses, der mit dem Eisenerz zusammen vorkommt. Der Granit des grossen Massivs besteht nach LÖFSTRAND aus einem mehr grobkörnigen Typus als der gangartig auftretende Granit.⁴⁹⁾ Der Hälleflintgneiss des Erzberges, auch »roter, euritähnlicher Gneiss« genannt und nach mehreren Forschern dem sog. Järngneis (Magnetitgneiss) von Südwestschweden sehr ähnlich, von anderen (HUMMEL, BRÖGER⁵²⁾ als Granit oder granitähnlich (LUNDBOHM, LÖFSTRAND) bezeichnet — ist nach LUNDBOHM ein in der Struktur recht wechselndes Gestein, bald deutlich schieferig, vielleicht geschichtet, bald feinkörnig und porphyrisch, etwa mit der Hälleflinta übereinstimmend, bald aber mehr körnig, massig und granitähnlich. In mehreren Schürfen sind Gesteine angetroffen worden, von denen nur schwierig bestimmt werden konnte, ob sie zum Granit oder zum Hälleflintgneiss gerechnet werden sollten. In gewöhnlichen Fällen erscheint jedoch der Granit durch seine Struktur und sein gangartiges Auftreten von dem Hälleflintgneiss geschieden.

Bei einige Exkursionen auf dem Gellivaraer Erzberge im Sommer 1902 konnte auch der Verfasser konstatieren, dass der Granit und der

Hälleflintgneiss im allgemeinen deutlich geschieden sind, und dass der mehr körnige Hälleflintgneiss, der zwar *in Handstücken*, wie gewisse typische Magnetitgneisse scheinbar eine massige Struktur haben kann, jedoch nur eine stark metamorphische Ausbildungsform des gewöhnlichen roten Hälleflintgneisses ist. Dieses Gestein ist hier quarzarm und feldspatreich, d. h. ein wirklicher sog. Syenitgranulit.

Der im Gellivaraer Erzberge als Lagergänge auftretende Granit hat aplitischen Charakter und enthält Turmalin, Titanit und kleine Körner Magnetit, aber sonst keine dunklen Minerale. Auch der Pegmatit führt Turmalin als Gesteinsgemengteil.

Völlig entscheidende Beweise dafür, dass der Linagranit jünger ist, als der Hälleflintgneiss—Eisenerzkomplex von Gellivara, giebt es also nicht, wenn auch diese Altersrelation, besonders durch LÖFSTRANDS Beobachtung von Einschlüssen in diesem Granit, sehr wahrscheinlich erscheint. Die Gesteine dieses Eisenerzreviers haben gemeinschaftlich sehr tiefgreifende metamorphische und zwar sowohl mechanische als chemische Prozesse durchgemacht.

Ein hornblendereicher, sehr schieferiger Granit kommt nach LUND-BOHM⁵³⁾ auf dem nordöstlichen Abhang des Gellivara-Dunders¹ vor. Der Gabbro dieses Gebirges wird gegen seine Grenze hin immer mehr schieferig.

Einen interessanter Einblick in den Bau des lappländischen Urgebirges erhält man in den neulich für die Ofotener Eisenbahn eröffneten Felseneinschnitten. Hier treten mehrere verschiedene Granittypen auf, nämlich im Osten am See Torneträsk *rote Granite*: kleinkörniger Granit, mittelkörniger Granit und Porphyrgranit, und im Westen *graue Granite*: Hornblendegranit, Aplitgranit, kleinkörniger Granit und Pegmatit.¹⁰⁰⁾ Die wichtigsten Granite des östlichen Gebietes sind der Porphyrgranit und der mittelkörnige Granit. Ersterer, *der Kaisaniemigranit*, ist ein petrographisch interessanter Typus, ein wahrer Porphyrgranit, der eingestreute, blassrote Orthoklaskristalle in einer kleinkörnigen, quarzreichen Grundmasse enthält. Nähere Untersuchungen dieses Granits sind nicht ausgeführt.

Im mittleren Gebiet des Torneträsk tritt ein mittelkörniger, roter Quarz-Feldspat-Granit auf, der mit dem eben beschriebenen Linagranit petrographisch nahe übereinstimmt. Dieser Granit, der nach dem Tale, wo er am besten studiert werden kann, *Pessinegranit* genannt worden ist, enthält nur wenig dunkle Minerale und zeigt *makroskopisch* eine schwach zerdrückte Struktur. U. d. M. werden folgende Züge deutlich: Biotit kommt

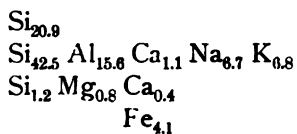
¹ Ein hohes Bergmassiv, das aus Gabbro besteht und etwa 10 km. südlich vom Gellivaraer Erzberge liegt.

mit Chlorit verwachsen vor nebst etwas Muskovit. Ausserdem finden sich Magnetit und Titanit, letzterer als grosse Kristalle, Zirkon und ein wenig Flussspat. Der Plagioklas ist nur wenig kalkhaltig. Der Mikroklin enthält grosse und recht zahlreiche perthitreiche Einschlüsse von Albit.

Die metamorphischen Züge sind jedoch nicht so hervorstechend wie im Linagranit. Die Körner sind nur wenig zerfallen und machen den Eindruck, plastisch deformiert mehr als gequetscht zu sein. Der Quarz in untergeordneter Menge anwesend, zeigt stark undulöse Auslöschung. Die Fugenlinien sind ausgeprägt wellig. Myrmekit ist nicht beobachtet worden.

Eine *chemische Analyse* ist von R. MAUZELIUS ausgeführt. Aus den Analysenzahlen ist folgende Atomgruppierung berechnet.

117.



$$S = 0.32$$

Der Pessinengranit ist also ein alkalireicher Granit, auffallend reich an Eisenoxyden, aber arm an Magnesia und Kalk. Die Acidität liegt bei dem für die Wirbo-Granite normalen Werth, d. h. von den Si-Atomen des Gesteins sind zwei Drittel im Feldspat und ein Drittel im Quarz enthalten. Der Granit tritt im Felde in naher Beziehung zu einem Syenitmassiv auf.

Einen eigentümlichen Gegensatz zu dem östlichen Torneträskgebiet, und dessen roten Graniten bildet der westliche Teil des Profils, wo nur graue Granite vorhanden sind.

Die Hauptmasse derselben kann als ein einziger Typus, der sog. *Wassijauregranit*, aufgefasst werden. Dieser ist *makroskopisch* ein *grauer, grober Hornblende-Augengranit*. Der Struktur nach nähert sich derselbe auffallend dem sog. Refsundgranit, hinsichtlich der Zusammensetzung aber den gewöhnlichen Hornblendegraniten. Wie bei diesen wechselt auch hier die Zusammensetzung, besonders in Bezug auf dem Gehalt an Hornblende. Der Wassijauregranit ist jedoch im ganzen ein sehr einförmiges Gestein. Er zeigt in weiten Gebieten im Felde beinahe keine makroskopisch hervortretenden Unterschiede. Gewöhnlich ist dieser Granit völlig massig. In gewissen Zonen hat er aber eine flaserige oder protogingneissartige Zusammensetzung und zerquetschtes Korn.

Die *mikroskopische* Untersuchung des Wassijauregranits hat gezeigt, dass er ein plagioklasreicher *Biotitgranit* mit nur sehr untergeordneten Mengen von Hornblende ist. Bemerkenswert ist die Spärlichkeit der perthitisch eingelagerten Plagioklaslamellen und das Fehlen deutlicher Mikroklinstruktur im Orthoklas. Der Plagioklas ist nicht sehr kalkreich, sondern ein Oligoklas von der ungefähren Zusammensetzung Ab_7An_3 . Bisweilen sieht man in diesem

Feldspat eingeschlossene Scheibchen von Mikroklin, dessen Zwillingslamellen denen des Albits ähneln. Diese Oligoklas-Mikroklin-Implikation kann als eine Art Perthit aufgefasst werden, in dem der Plagioklas das umschliessende und der Kalifeldspat das umschlossene Mineral ist, eine Bildung also von derselben Natur wie derjenigen, die A. HENNIG in seinem »Banatit von Kockenus» in Schonen beobachtete.⁸⁰) HENNIG hat diese Implikation Oligoklasmikroperthit genannt. Ein ähnlicher Perthit zeichnet auch die sog. Warberggranite aus. (Seite 212. Taf. 16, Fig. 7, 8).

Der Wassijauregranit zeigt u. d. M. bedeutende metamorphische Züge. Die mechanische Umbildung macht sich am meisten in der undulösen Auslöschung, Quetschung und Zermalmung der Quarzkörner bemerkbar. Oft sieht man, wie die Quarze in die Plagioklaskörnern hineingedrückt

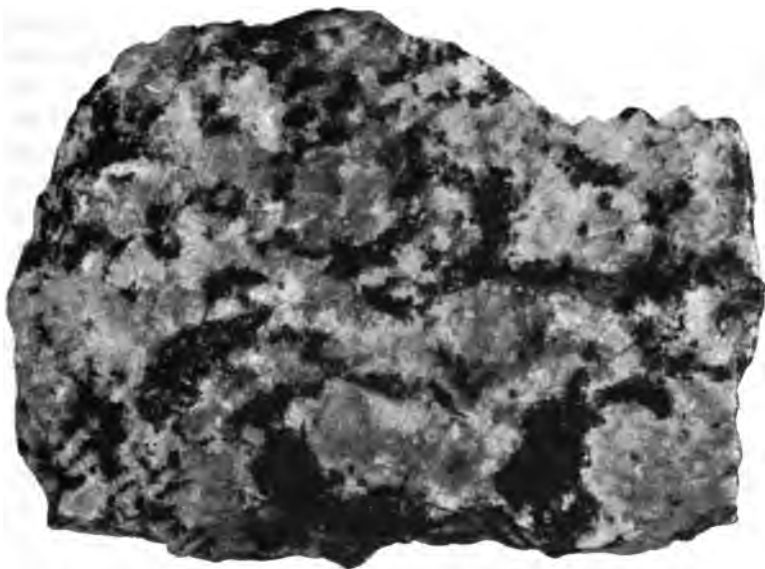


Fig. 31. Wassijauregranit. Aut. von einem Handstück in nat. Grösse.

worden sind, wodurch diese bisweilen gebogene Lamellen erhalten haben. Auch die Biotittafeln haben diesen Beanspruchungen nachgegeben. Doch sind nur schwache Deformationen der Körner vorgekommen.

Die *chemische Umbildung* kündigt sich besonders durch den Reichtum der Feldspate an Interpositionen von sekundären Mineralen an. Eine Mehrzahl dieser Minerale ist zu erkennen, nämlich: Epidot, Zoisit, Muskovit und Biotit, Kalcit, Rutil, Titanit, Turmalin, Feldspat(?) und Apatit. In den grossen Biotittafeln tritt oft der Rutil in der Gestalt eines feinstruiereten, schiefwinkligen Netzes (Sagenit) auf. Auch der Quarz enthält Mikrolite verschiedener Art. Kleine sechseckige Täfelchen aus Biotit sind unter diesen sehr allgemein. Ausserdem treten zahlreiche, gerundete, tropfenähnliche Interpositionen eines farblosen Minerals von der Lichtbrechung

des Kalkspats und einer Doppelbrechung auf, die auch in Körnern von 0,01 mm Durchmesser Interferenzfarben der dritten Ordnung erzeugt. Folglich bestehen diese gerundeten Interpositionen wahrscheinlich aus *Kalkspat*.

Von Interesse ist auch das Vorkommen von *Turmalin*. Dieses Mineral wurde in einem Dünnschliff Wassijauregranits von der Haltestelle der Ofotenbahn Björkstugan beobachtet. Hier wird der Granit von den stark metamorphischen Schieferkomplexen der Hochgebirgsformation überlagert. Eben in diesen Gegenden sind auch diese jüngeren Schieferbildungen turmalinführend, was wahrscheinlich dahin zu erklären ist, dass die postsilurischen Umwandlungsprozesse, die die Gesteine der Gebirgskette betrafen, auch das benachbarte Grundgebirge beeinflussten, eine Folgerung, die aus den geologischen Tatsachen dieser Gegenden gezogen worden ist.¹⁰⁹⁾

Der Granit von Björkstugan ist weniger grobkörnig als der normale Wassijauregranit und weicht auch wegen des perthitisch ausgebildeten Mikroklin ab. Die Feldspate dieses Granits sind in noch höherem Grade von Umwandlungsprodukten gefüllt. Obwohl das Gestein seinem Äusseren nach ein Hornblendegranit zu sein scheint, ist doch keine Hornblende mikroskopisch nachgewiesen. Das dunkle Gemengteil dieses Gesteins besteht hauptsächlich aus Biotit. Myrmekit kommt im Wassijauregranit recht reichlich vor. Im Zusammenhang mit dieser auffallenden Bildung ist auch eine myrmekitähnliche Implikation, die aus Biotit und Quarz besteht, beobachtet worden.

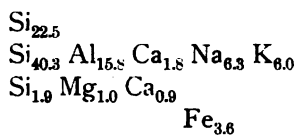
Von dem Wassijauregranit sind zwei chemische Analysen ausgeführt:

118. *Wassijauregranit* von der Eisenbahnstation Riksgränsen an der Ofotenbahn. Diese Analyse ist von Herrn O. BERG in der Chemischen Station zu Gefle ausgeführt.

119. *Wassijauregranit*. Ein paar Kilometer östlich von der Haltestelle Björkstugan an der Ofotenbahn. Die Analyse ist im Chem.-technischen Laboratorium der Techn. Hochschule zu Stockholm von dem Herrn Studierenden T. SUNDBERG ausgeführt.

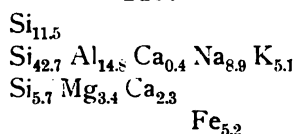
Nach diesen beiden Analysen ergibt die Berechnung folgende Atomgruppierung.

118.



$$S = 0.35$$

119.



$$S = 0.19$$

Die nahe Übereinstimmung des Wassijauregranits mit dem Refsundgranit (Seite 140) geht aus der Analyse 118 hervor. Die Varietät von Björkstugan aber weicht durch die auffallend hohen Zahlen für Natron und Magnesia und den niedrigen Kieselsäuregehalt bedeutend ab.

Diese analysierten drei Granite der Grundgebirgsgebiete des Torneträks und des Ofotenfjords sind durch einen niedrigen Gehalt an Quarz gekennzeichnet. Der Pessinengranit ist im Felde mit Hornblendesyenit nahe verbunden, und der Wassijauregranit enthält kleine Massive von gabbroartigen Gesteinen.

Die geologischen Verhältnisse dieser Granite sind in dem Hauptzügen bekannt. Es ist unzweifelhaft, dass sie alle dem Grundgebirge angehören.¹ Die Granite, Syenite und Gneisse des östlichen Profilgebietes sind eine direkte Fortsetzung des übrigen lappländischen Grundgebirges, und auf dem Pessinengranit ruhen unmittelbar die Bodenkonglomerate der Silurserie. Ebenso ruhen die klastischen Silurgesteine im Westen des Profils direkt auf dem Wassijauregranit. In dem letzteren und von demselben durchdrungen kommt eine ältere archaische Schieferformation, die sog. *Sjangeli-schiefer*, vor. Sie bestehen teils aus feinen *Grünsteinschiefern* mit eingelagerten Dioritlinsen, teils aus dunklen Granuliten (Quarz-Biotitschiefern), teils aus mehr quarzreichen Biotitglimmerschiefern mit regelmässiger planer Parallelstruktur (Schichtung), teils auch aus mächtigen Dolomitlagen. W. PETERSSON beobachtete²), dass der Wassijauregranit, von ihm grober Augengranit bezeichnet, die Sjangeli-schiefer überquerte und gegen die Kontakte eine klein- bis feinkörnige Struktur erhielt.

Zu den Strichen arkaischer Schiefer, die zwischen dem Ofotenfjord und dem Torneträsk beobachtet wurden, verhält sich der Wassijauregranit als umschliessende, eruptive Masse. Die Schieferkomplexe sind sehr verschieden ausgedehnt. Die grössten Schieferfelder sind diejenigen bei Kuokula und Wassijaure. Weniger mächtig und sehr weit ausgezogen sind die Schieferzonen auf der norwegischen Seite der Reichsgrenze. Zwischen der Station Riksgränsen und Sjangeli sind kleinere, öfters unregelmässig begrenzte Schiefermassen in grössen Mengen im Granit eingeschlossen. In diesen Gegenden sieht man im Granit auch oft zahlreiche kleine Schiefereinschlüsse. Dieselben haben dunkle Farbe und sind bisweilen in derselben Weise wie die sog. basischen Einschlüsse gerundet. Dass aber hier wahre Bruchstücke vorliegen, wird durch ihre oft eckigen Gestalten und auch dadurch bewiesen, dass sie nach der mikroskopischen Untersuchung aus dunklen biotitreichen und cordieritführenden Granuliten bestehen. Wenn die Einschlüsse in grosser Anzahl angehäuft, wie in den Bergen Katterat und Jerbele vorkommen, hat auch der umgebende Granit

¹ Vogt fasst jedoch den Wassijauregranit wegen seiner Kontakte gegen gewisse kristallinische Schiefer als postsilurisch auf. Diese Schiefer sind jedoch nicht silurisch, sondern archaisch. Es muss bemerkt werden, dass die postsilurische Faltung und die Regionalmetamorphose die ursprünglichen Unterschiede der silurischen und der archaischen Schiefer im Westen der Hochgebirgszone mehr oder weniger verwischt haben.

eine veränderte Zusammensetzung und geht in pegmatitische und aplitische Gesteine über. Hellgraue *Gänge von Pegmatit oder Aplit* sind auch sonst im Granit und in den von demselben umschlossenen Schiefermassen ziemlich allgemein.

Die Kontakte des Wassijauregranits gegen die langgestreckten Schieferzonen zeigen öfters ausgeprägte druckmetamorphische Züge. Deshalb ist es oft unmöglich, die ursprüngliche Beschaffenheit dieser Kontakte zu entscheiden. Im Rombakbotn (dem innersten Teil des Rombakfjords) hat der Granit in der Kontaktzone eine protogingneissartige Ausbildung. Bei Kuokula tritt am Kontakt ein helles, granuliertes Granitgestein auf. In einigen Fällen erscheint ein besonderer — möglicherweise jünger Granit — zwischen dem grobkörnigen Granit und den Schiefeln gelagert.

Das Verhältnis des Wassijauregranits zu den Sjangelschiefern scheint am leichtesten verstanden werden zu können, wenn man sich letztere durch Einschiebungsprozesse — von derselben Art wie die in jüngeren geologischen Perioden gewöhnlichen — in das Innere der Erdkruste hineingezogen vorstellt. Durch solche Bewegungen können sie wohl bis in das flüssige Magma hinabgesenkt worden sein. Ausgedehnte Granitareale mit hier und da auftretenden Strichen und kleineren Massen von Hälleflintgneissen sind auch bezeichnende Züge anderer Teile des Grundgebirges. Offenbar ist die Idee eines *hervordringenden* Granitmagma zur Erklärung dieser Erscheinungen sehr unbequem. Der entgegengesetzte Gedankengang, dass die Schiefer in den flüssigen Teil der Silikatzone der Erde wie in ein Bad von Granitmagma hineingetaucht worden seien, entspricht den Tatsachen besser.

III. "Gneissgranite", hauptsächlich Reliktgranite der stark metamorphischen Regionen des Grundgebirges.

Unter diesem Namen werden hier diejenigen Granite, die auf der Übersichtskarte der geolog. Landesanstalt (vom Jahre 1901) als älteste Urgranite oder Gneissgranite bezeichnet worden sind, zusammengeführt. Die nahe Beziehung zwischen den betreffenden Graniten und den umgebenden Gneissen hat zu der Auffassung geführt, dass sie einer anderen Periode der Urformation als die übrigen archaischen Granite gehörten. Diese Periode, welche jene Übersichtskarte die »ältere Urformation« oder die Gneissabteilung benennt, fällt nach der allgemeinen Anschauung vor die Entstehung der Hälleflintgneisse und der massigen Granite.

Diese Anschauung, die zu jener Zeit gut begründet schien, als man die Schieferigkeit der Gneisse allgemein als Lagerstruktur auffasste, ist nunmehr, seitdem die gesteinsumformende Tätigkeit der regionalen Metamorphose besser erkannt worden ist, durchaus unberechtigt. In Schweden

sind auch keine derartigen Konglomerate oder Diskordanzen gefunden, welche die Ansicht von den Gneissgraniten und den dazu gehörenden »Granitgneissen« als einer im Verhältnis zu den Granit-Hälleflintgneiss-komplexen älteren Formation stützen könnten. Im Gegenteil, es herrscht an den langen und teilweise sehr gut untersuchten Linien, die im Felde die sog. Urgneissabteilung von den Hälleflintgneissen scheiden, eine so vollständige Abwesenheit von Konglomeraten und Diskordanzen, dass es sehr unwahrscheinlich erscheint, dass die Kontaktflächen zwischen diesen Gesteinsgruppen wirkliche Lagerungsflächen sein können.

Schon eine nur kurze Untersuchung der Gneissabteilung oder der Gesteine des sog. katarchäischen Komplexes genügt, um die Überzeugung zu gewinnen, dass dieselben ein hochgradig metamorphisches Gepräge haben. Sie »sehen alt aus«, wenn man nämlich der Ansicht ist, dass die Ursache ihres zerstörten Aussehens darin zu suchen sei, dass sie den Angriffen der umwandelnden Kräfte länger als andere Gesteinsgruppen ausgesetzt gewesen wären.

Das Vorhandensein von ganz besonderen Strukturtypen und von älteren, halb zerstörten oder oft durch nur vergleichende Untersuchungen erkennbaren Strukturzügen ist für diese Gneissabteilung bezeichnend. Die augenfälligsten Tatsachen scheinen also dafür zu sprechen, dass diese Abteilung in erster Linie als eine stark metamorphische Gesteinsgruppe zu bezeichnen ist. Es scheint offenbar zu sein, dass die Anwesenheit dieser Metamorphose nicht als ein Beweis für das höhere Alter der Gneissabteilung benutzt werden kann. Die ungleichartige Ausbildung der Gneissgranite und Granitgneisse im Vergleich zu den übrigen archäischen Graniten ist sekundärer Natur und als die Folge des ungleichartigen Verlaufes der Metamorphose in verschiedenen Teilen der Erdkruste anzusehen.

Der Unterschied im Felde, der im grossen und ganzen zwischen den Regionen der Gneissabteilung und der Hälleflintgneiss-Granitgruppe besteht, kann in der Tat als eine Stütze für die Auffassung gelten, dass die beiden Gebiete aus Gesteinen bestehen, die zwar gleichen Alters, aber verschiedenartig von der regionalen Metamorphose getroffen worden sind.

Die petrographische Analyse der Gesteinausbildungen in den metamorphischen Gebieten ist daher eine der wichtigsten Aufgaben der Geologie. Diese Aufgabe, die eine sehr sorgfältige, vergleichende Prüfung der Gesteinsstrukturen erfordert, hat aber nicht durch die bisherigen geologischen Rekognoszierungen unserer archäischen Areale gelöst werden können. Die Aufmerksamkeit der Feldgeologen ist meistens ganz anderen Fragen und besonders der Möglichkeit, die stratigraphische Einteilung der archäischen Komplexe durchzuführen, gewidmet gewesen.

Hinter den gewöhnlichen Name »roter-Gneiss« und »grauer Gneiss« der geologischen Karten liegen daher vielerlei Gesteine verborgen. Ihre gemeinsamen Züge, die Ursache, dass sie unter einem Namen zusammen aufgeführt sind, bildet die Übereinstimmung in Struktur und Tektonik. Sie haben übereinstimmende Schieferigkeit und mineralogische Ausbildung, und

die Lagerstellung erscheint völlig konkordant. Diese Züge sind aber *sekundärer* Natur. Die Primärstruktur und die ursprüngliche Tektonik sind meistens zerstört, können aber bisweilen wiedergefunden werden. So hat Verf. in den Gneissgebieten der Schären von Stockholm, im Westen von Wernland, in Westergötland und in Bohuslän die charakteristischen Typen sowohl der Hälleflintgneisse als auch die der Granite beobachtet, wiewohl diese immer in derselben Weise modifiziert vorkommen, wie die Metamorphose jedes Gebietes die ganzen Gesteinskomplexe umgeformt hat.

Die Tatsachen, welche für die Auffassung der sog. *Gneissgranite* von grösster Wichtigkeit sind, können in folgender Weise zusammengefasst werden:

1) Sie zeigen kontinuierliche Übergänge zu den umgebenden (Ortho-) Gneissen. Gewöhnlich haben die Gneissgranitmassive eine drüsenähnliche Form. Der massige Granit ist dann in den inneren Teilen der Massive zu finden. Nach aussen wird die Schieferung immer kräftiger. In anderen Fällen, wie im Westen von Wernland,¹ gehen die Granite dieser linsenförmigen Massive in der Streichungsrichtung in schieferige Gneissgesteine über. Im allgemeinen besitzen die Granit-Gneissfelder eine *Architektur*, die *im grossen* eine Ähnliche Anordnung der massigen und parallelstruierten Gesteine zeigt, wie diejenige, die im kleinen *die Strukturelemente* der flasrig-schieferigen Gesteine charakterisiert. Ebenso wie in einem flasrigen Orthogneiss die augenartig hervortretenden Feldspatkristalle noch nicht abgenutzte oder zermalmte Reste der ursprünglichen grossen Granitfeldspäte sind, so erweisen sich auch die von Orthogneiss umgebenen Granitmassive als Rückstände, die dem Einfluss der metamorphischen Kräfte entgangen sind. Sie können daher auch mit Recht als *massige Relikten der regionalmetamorphischen Gebiete* bezeichnet werden.

2) In den Zonen der Gneissgranite (Orthogneisse, Granitschiefer) findet man die Gesteine mehr oder weniger deformiert und umgeformt. Desgleichen sind hier die ursprünglichen Kontaktverhältnisse mehr oder weniger verwischt und durch sekundäre Züge ersetzt. Mechanische Ebenen sind ausgebildet und werden in den stärker beeinflussten Gebieten immer mehr vorherrschend.¹ Es ist natürlich von grösster Wichtigkeit, dass diese *mechanischen* Ebenen wirklich als solche aufgefasst und nicht, wie es vorher oft geschehen ist, als *stratigraphische* Ebenen bezeichnet werden.

3) Bei den metamorphischen Umbildungen werden die sog. basischen Granite- (Hornblendegranite) viel mehr als die reinen Quarz-Feldspattypen

¹ In einigen Teilen der Küsten bei Stockholm sind grosse Massen von Pegmatit den stark gefalteten und umkristallisierten Hälleflintgneiss-Granit-Komplexen beigemischt. Es ist dies gewöhnlich der Fall in solchen Gebieten, die auf den Karten als "grauer Gneiss" bezeichnet sind. Obwohl die Gesteine hier im höchsten Grade umgebildet sind, scheint es doch nicht unmöglich zu sein, die ursprünglichen Eruptivgesteine von den Hälleflintgneissen auszuscheiden.

verändert. Letztere geben nämlich glimmerarme Gneisse, die ebenso wie die ursprünglichen Granite hauptsächlich aus Alkalifeldspat und Quarz bestehen. Die Hornblendegranite dagegen geben wegen der *grösseren Gelegenheit zu chemischen Veränderungen* weit mehr wechselnde metamorphische Produkte, nämlich: *Biotit- und Hornblendegneisse, Epidotgneisse, granatführende Gneisse* usw. Infolgedessen gewährt die Untersuchung dieser Umbildungen grössere Schwierigkeiten, und die metamorphischen Produkte sind in diesem Falle auch schwieriger zu identifizieren. Es ist leichter, sich im Felde von dem Zusammengehören eines quarzigen Granits und seines Orthogneisses zu überzeugen, als den Zusammenhang zwischen den Hornblendegraniten und ihren Umwandlungsprodukten festzustellen. Die Quarz-Feldspat-Granittypen treten öfter als durchsetzende Massen auf als die Hornblendegranite und werden daher auch leichter identifiziert.

4) In den am stärksten metamorphosierten Urgebirgskomplexen sind auch die Paragneisse hochgradig verändert und können dabei den Orthogneissen ähnlich werden. Dies trifft zu besonders bei solchen Hälleflintgneissen, die hauptsächlich aus Quarz und Feldspat bestehen. Wegen der Spärlichkeit prismatischer und blättriger Gemengteile tritt die Parallelstruktur solcher Hälleflintgneisse in Handstücken oft wenig oder gar nicht hervor, wodurch sie feinkörnigen sauren Graniten ähnlich werden. In den geologischen Blattbeschreibungen sind solche granitähnlich entwickelten Hälleflintgneisse mehrmals erwähnt.¹

Andere Hälleflintgneisse gehen durch die regionale Metamorphose in Gneissgesteine über, die schwierig von den aus hornblendereichen Graniten entstandenen Orthogneissen geschieden werden können. Eine den Feldgeologen allbekannte Schwierigkeit ist auch die Scheidung der aus den dunklen Hälleflintgneissen entstandenen Amphibolite von den Diorit-schiefern.

Man kann derartigen Schwierigkeiten bisweilen dadurch entgehen, dass man die Untersuchungen in den weniger metamorphischen Zonen beginnt, und von hier aus zu den geologisch komplizierteren Gebieten übergeht.

5) In den sog. Urgneissformationen kommen oft *feinkörnige Granitgesteine als lagerartig auftretende Gangmassen* vor. Sie folgen beinahe ausnahmsweise der Parallelstruktur der umgebenden Gneisse. Je dünner die Gänge sind, um so feinkörniger sind diese Ganggranite. Sie scheinen also intrusiver Natur und im Zusammenhang mit den Faltungsbewegungen eingedrungen zu sein. Wegen ihrer Zusammensetzung und geologischen Stellung zu den umgebenden Gesteinen scheinen sie den durchsetzenden

¹ Siehe die Beschreibungen zu den Blättern Lenhofda (Seite 20), Nyköping (Seite 29), Lessebo (Seite 19), Loftahammar (Seite 19). Es ist auch eine bekannte Tatsache, dass der graue Gneiss südlich von Stockholm bisweilen massige Struktur hat und dadurch dem feinkörnigen grauen Stockholmgranit sehr ähnlich werden kann.

Graniten von Ostschweden zu entsprechen. Mikrodeformationsstrukturen sind in diesen Ganggraniten sehr hervortretend. Hinsichtlich die Ausbildung der Gemengteile stimmen sie mit den roten feinkörnigen Magnetitgneissen sehr gut überein.

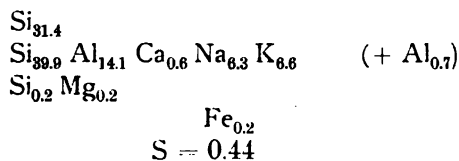
Die Gneissgranite des südlichsten Schweden.

A. HENNIG erwähnt bei seiner Untersuchung⁸⁶⁾ der Gesteine des Kullen in Südwest-Schweden auch einen sog. *Granitit*. Er fasste ihn als einen Repräsentanten der sauren Gesteine in einer Differentiationsreihe, der »Granitit-Banatit-Hyperstengabbro-Serie«, auf. Die Blattbeschreibungen der schwed. geol. Landesanstalt nennen die Gesteine des Kullen »*Järngneis*« (d. h. Eisengneiss, richtiger Magnetitgneiss), Hornblendegneiss und Dioritschiffer. Die ganze Gesteinskomplex gehört zu der »Järngneisformation« der Übersichtkarte und ist für dieselbe auch sehr repräsentativ. Der sog. Granitit ist ein roter »Järngneis«, d. h. ein feinkörniges, hauptsächlich aus Alkalifeldspat und Quarz bestehendes Gestein von (in Handstücken) massigem Aussehen. U. d. M. zeigt es eben die Züge, welche die grosse Masse der sog. roten Järngneisse von Südwest-Schweden charakterisieren.

Vorläufig sei aber hier bemerkt, dass nach E. ERDMANN,⁴⁶⁾ H. BÄCKSTRÖM⁸⁴⁾ und H. HEDSTRÖM⁸³⁾ der rote »Järngneis« sowohl metamorphische Granite als auch metamorphischen Hälleflintgneiss enthält.

HENNIG erwähnt eine von Herrn Fil. Kand L. RAMBERG ausgeführte chemische Analyse des sog. Granitits von Arild (120). Die Berechnung ergab aus dieser Analyse folgende Atomgruppierung:

120.



Dieser »Järngneis« stimmt also mit den gewöhnlichen Quarz-Feldspat-Graniten sehr gut überein.

HENNIG berechnet aus den Analysenzahlen die kvantitative mineralogische Zusammensetzung des Gesteins:

Mikroclin	= 32,85 %	} 34,50 % Ab ₂₁ An ₂
Albit	= 31,50 »	
Anorthit	= 3,00 »	
Biotit	= 0,96 »	
Magnetit	= 0,04 »	
Quarz	= 31,00 »	
	99,35 %	

Also ist das Gestein ein Gemisch hauptsächlich von ungefähr gleich grossen Mengen Mikroklin, Albit und Quarz.

Das Urgebirge von Schonen gehört im grossen ganzen dem sog. Järngneiss an. Nach der neulich publizierten Berggrundkarte von Schonen¹²⁾ finden sich in dieser Gneissformation auch verschiedene granitische Gesteine.¹ Aus der Gesteinsbeschreibung geht hervor, dass folgende Haupttypen vorkommen:

1) *Granite mit der für den Järngneiss charakteristischen Struktur.*

Dieselben werden auf der Karte im allgemeinen mit der Farbe der Gneissabteilung bezeichnet. Als Typen werden die Vorkommen von Stenshufvud, St. Olof, Dalby u. a. angeführt. (Taf. 27, Fig. 28, 29.)

2) »Grobkörnige« oder »mittelgrobe«, »porphyrische« oder augengneissartige »Granite«. Sie werden auf der Karte als Gneissgranit und Gneiss

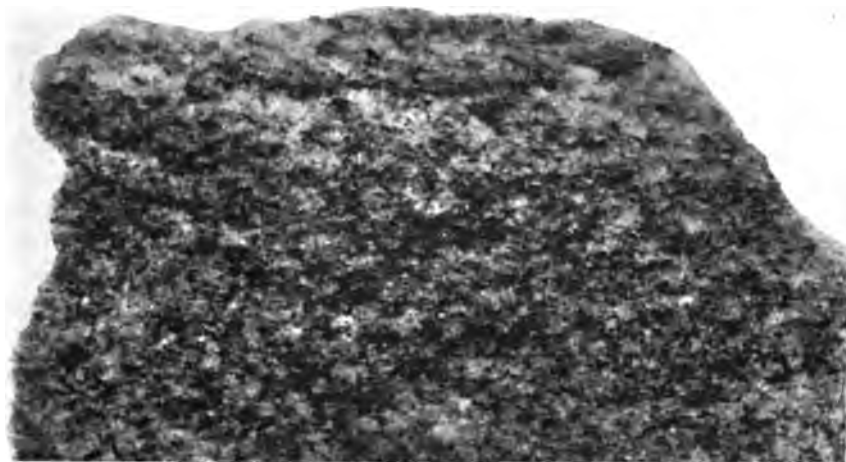


Fig. 3a. Blassroter »Järngneiss« von Häryda an der Boråsbahn. Autotypie von einem Handstück in nat. Grösse.

bezeichnet und sind durch die Gesteine von Örehus, Örmestad, Näflinge, Beden, Billebjer u. a. vertreten.

3) *Granite von »so zu sagen jüngerem Gepräge«*, rötliche mittelgrobe bis feinkörnige, »etwas porphyrische«, grob parallelstruierte. Sie sind auf der Karte als »jüngere Granite« bezeichnet, jünger also als das übrige Grundgebirge von Schonen, und wären also den sog. jüngeren Graniten der benachbarten Gebiete von Ostschweden gleichzustellen.

Es ist jedoch offenbar, dass die genannten drei Granitarten nebst ihren Zwischenformen als verschiedene Typen der metamorphischen Serie betrachtet werden müssen.

Die sog. Granite, welche das Korn des Järngneisses haben, sind also

¹ Der Name Järngneiss ist in dieser Publikation im allgemeinen vermieden.
Bull. of Geol. 1905.

keine wirklichen Granite, sondern ganz und gar metamorphosierte Gesteine, die sich von den normalen Graniten sowohl durch die Anordnung der Minerale als auch durch die Beschaffenheit derselben unterscheiden. Die »mittelgroben oder grobkörnigen«, »porphyrischen« oder augengneissartigen Granite sind wieder *halbgranulierte Typen*, die noch Relikten älterer Strukturformen zeigen und also durch die regionale Metamorphose nicht vollständig umgebildet worden sind.

Diejenigen Granite aber, welche auf der Berggrundkarte von Schonen als »jüngerer Granit« bezeichnet worden sind und diese Bezeichnung *ausschliesslich* ihrer petrographischen Beschaffenheit verdanken, sind zweifelsohne *Relikten* in der metamorphischen Serie. Sie haben die ursprünglichen petrographischen Züge so gut beibehalten, dass sie auch im Felde, d. h. makroskopisch, als wahre Granite erkannt werden können. Der Skepparslöfgranit zeigt also nach den Erläuterungen petrographische Übereinstimmung mit den Graniten von West-Blekinge (den Karlshamntypen). Die Quetschungsprozesse der regionalen Metamorphose haben aber auch diese Granite so weit beeinflusst, dass sie kataklastische Strukturen, bisweilen sehr kräftig ausgebildet, enthalten.

Sämtliche Haupttypen einer regionalmetamorphischen Serie, nämlich der *gleichkörnige völlig umkristallisierte*, der *unvollständig granulierte* (augengneissartig entwickelte) und der *kataklastische*, das heisst hauptsächlich durch Zermalmungsprozesse veränderte Typus, finden sich also in dem Urgebirge von Schonen wieder. Von diesen drei Typen ist aber in Schonen der erste, der »typische Järngneis«, den beiden anderen gegenüber der bei weitem vorherrschende.

In der chemischen Zusammensetzung zeigen diese granitartigen Gesteine der »Järngneis«-Formation grosse Schwankungen. In den Erläuterungen zur Gesteinskarte werden folgende von R. MAUZELIUS ausgeführten Analysen angeführt:

121. »Granit« von Stenshufvud. Dieses Gestein gehört zu den vollständig umkristallisierten Typen. Doch scheinen nach der Beschreibung Reliktstrukturen in diesem Gestein bisweilen vorzukommen.

122. »Gneissgranit«, südöstlich von Lönhult, Kirchspiel Brösarp. Gleicht dem vorigen.

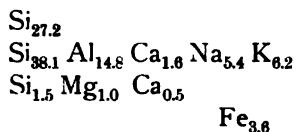
123. »Gneissgranit«, östlich von der Näflinger Kirche. Dieser Typus scheint nach der Blattbeschreibung den stark schieferigen und veränderten, aber nicht vollständig umgebildeten Gliedern der metamorphischen Serie anzugehören.

124. »Granit«, »Bedens Granit«, nordwestlich von Beden, im Kirchspiel Willie. Dieser wird als ein »grauer, ziemlich grober, etwas porphyrischer, hornblendeführender Granit« bezeichnet und scheint ein Reliktgranit des metamorphischen Komplexes zu sein. Die Zusammensetzung stellt den Granit von Beden den sog. basischen Graniten¹ (Mischgraniten) an die Seite.

¹ Auch syenitische und grünsteinartige Gesteine kommen in der Järngneissformation von Schonen vor.

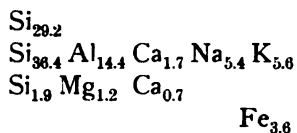
Aus den Analysen 121—124 sind folgende Atomgruppierungen berechnet worden:

121.



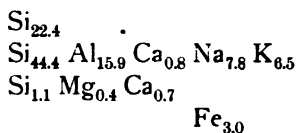
$$S = 0.41.$$

122.



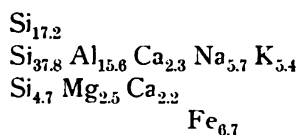
$$S = 0.43.$$

123.



$$S = 0.35.$$

124.



$$S = 0.29.$$

Aus diesen Gruppierungen erhellt, dass die Gesteine von Stenshufvud, Lönhult und Näfinge mit den gewöhnlichen einfachen Graniten gut übereinstimmen, der Bedentypus aber sich wie ein Mischgranit verhält.

Feinkörnige Ganggranite scheinen auch unter den »Järngneis«-Arten von Schonen vertreten zu sein.

Von Schonen geht die »Järngneis«-Formation wie bekannt nordwärts weiter. Über ganz Südwest-Schweden breitet sich dieselbe in reichster Entwicklung aus. Die Gesteine zeigen dieselben regionalmetamorphischen

Typen wie die in Schonen beobachteten, und ihr Zusammensetzung ist sehr mannigfaltig. Da aber die Struktur überall dieselben Hauptzüge zeigt, hat diese Formation im grossen ganzen doch ein bei weitem mehr einförmiges Aussehen als das Grundgebirge des östlichen Schweden, wo die Gesteine, besonders hinsichtlich der Struktur, die ursprünglichen Kontraste beibehalten haben.

Von den metamorphischen Typen von Südwest-Schweden sind *die vollständig umkristallisierten Formen* überwiegend und in weiten Gebieten alleinherrschend. Es sind dies die typischen »Järngneis«-Gesteine. Sie sind meistens rötlich gefärbt und werden dann roter »Järngneis« genannt, wechseln aber mit sog. grauem Järngneiss ab, der dieselbe charakteristische Struktur besitzt, aber plagioklastischen Feldspat und dunkle Minerale in grösseren Mengen enthält. Bedeutende »Einlagerungen« von *amphibolitischen Gesteinen und Diorit* kommen ebenfalls vor.

Meistens sind diese sog. Järngneisse gleichkörnige, biotitführende, blassrote Quarzfeldspatgesteine, oft kaum deutlich parallelstruiert, wodurch sie in Handstücken feinkörnigen Graniten ähneln. In grösseren Massen, zum Beispiel in Steinbrücken, betrachtet, ist diese Parallelstruktur oft sehr deutlich. Jede Spur von ursprünglichen Strukturzügen scheint diesen Gesteinen zu fehlen, und bisweilen zeigen sie eine schlierige oder Adergneissartige Struktur, die keinem bekannten eruptiven oder sedimentären Gestein als Primärstruktur eigen zu sein scheint. Wie mehrere Analysen dartun, können die roten Magnetitgneisse Orthogneisszusammensetzung haben. In anderen Fällen aber scheinen sie nach E. ERDMANN, H. BÄCKSTRÖM und H. HEDSTRÖM wirkliche Paragneisse zu sein.

Die Warberggranite.

Im naher Beziehung zu diesen hochgradig metamorphischen, granitischen Gneissen kommen auch solche Gneisse vor, die eine syenitische, monzonitische oder grünsteinartige Zusammensetzung haben. Hierher gehört der bekannte *Warberggranit*, ein feinkörniges, grüngraues, oft anscheinend sehr massiges Gestein. Derselbe ist auch Pyroxengneiss, Diallagamphibolit usw. genannt worden.^{22,38,67)}¹ Er wird in der geologischen Übersichtskarte (1901) zu den Urgraniten geführt, in den Erläuterungen aber wegen seiner chemischen Zusammensetzung und seiner Struktur als umkristallisierter Grünstein bezeichnet. Seine Struktur ähnelt derjenigen der Magnetitgneisse, und SVEDMARK sagt über die Benennung »Warberggranit«, dass diese Gesteine nichts als die massige Struktur mit den wirklichen Graniten gemein haben.⁶⁷⁾ Sie »stehen mehrerorts im

¹ Pyroxenführende Gneisse sind auch in mehreren der geologischen Blattbeschreibungen von Schonen erwähnt.

deutlicher Verbindung mit dem »Järngneis«, in den sie oft ohne scharfen Grenzen übergehen». Andererseits kommt auch oft eine Art »Warberggranit« als deutliche Lagergänge in den umgebenden Gneissen vor.¹⁰⁴

Zwei Analysen von typischen »Warberggranit« hat R. MAUZELIUS ausgeführt.

125. *Warberggranit* von Apelvik bei der Stadt Warberg in Hal-land. Dieses Gestein hat makroskopisch das typische Aussehen des Warberggranits: Graugrünes, beinahe olivinitähnliches Aussehen und feines scharfes Korn. *Mikroskopisch* ist das Gestein vor allem durch seine charakteristische »Järngneis«-struktur, d. h. durch einfach polygonale oder gerundete Konturierung der Körner sowie durch die Reinheit und den ebenen Verlauf der Fugenlinien gekennzeichnet. (Taf. 26, Fig. 26).

Die Feldspate zeigen sehr interessante *Perthitbildungen*, nämlich teils einen sehr feinstruierten *Orthoklas-* oder *Mikroklin-Mikroperthit*, teils eigentümliche grobstruierte *Plagioklasmikroperthite* derselben Art wie der die HENNIG beschrieben hat⁸⁴) und die dadurch charakterisiert ist, dass der Plagioklas den Orthoklas als unregelmässige, aber parallelorientierte Körner einschliesst. (Taf. 16, Fig. 7, 8). Die Zusammensetzung des Plagioklases liegt nach Messung der Auslöschung in Schnitten senkrecht zu beiden Spaltflächen bei Ab_3An_1 . Der perthitische Plagioklas kann also auch in diesem Falle als *Oligoklasmikroperthit* bezeichnet werden.

Die Strukturdimensionen des *Mikroklinmikroperthits* sinken oft unter den für das Mikroskop erreichbaren kleinsten Grössen und daher wäre hier die Bezeichnung *Mikroklin-Kryptoperthit* angemessen. Hier liegt jedoch offenbar nicht der Perthit der Erstarrungsgesteine vor. Die Konturen und Formen der Perthiteinschlüsse stimmen trotz ihrer Zartheit offenbar mit den gewöhnlichen Perthiten der stark metamorphischen Gneisse überein. Teils erscheint aber der Orthoklasmikroperthit in einer besonderen Gestalt dadurch dass die Plagioklasinterpositionen als äusserst dünne parallele Lamellen entwickelt sind. Hierdurch erhalten diese Perthitkörner u. d. M. ein — wie es LUNDBOHR nannte — *fadiges* Aussehen⁸⁵) (Taf. 15, Fig. 6).

Quarz nimmt nur in untergeordneter Menge an der Zusammensetzung der Warberggranite teil. Von dunklen Mineralen kommen dunkelgrüne Hornblende und Diallag vor, ausserdem sowohl Magnetit als auch Titan-eisen oft mit einander verwachsen, wobei letzteres durch einen dunklen, schwach bläulichen Glanz und durch sog. Leukoxenkränze seine Natur als Titanerzmineral verrät. Körner aus Granat und einzelne Kristalle aus Pyrit und Titanit kommen vor. Apatit erscheint als gerundete einschlussreiche Körner sehr reichlich.

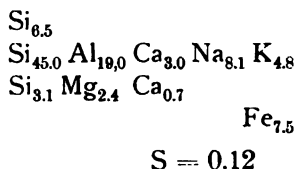
Nur ausnahmsweise sind Spuren von Myrmekit zu entdecken. Dagegen sind *kelyphitische* Mantelbildungen und myrmekitähnliche Verwachsungen zwischen Diallag und anderen Mineralen nicht selten. Wie gewöhnlich bei dem »Järngneis«, sind die Mineralkörner sehr rein und frisch, und der Quarz zeigt nur schwächere Deformationen.

126. *Warberggranit*. Aus einem Steinbruch bei der Festung War-

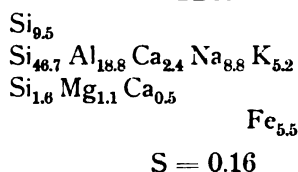
berg. Die petrographische Beschaffenheit dieser Probe stimmt mit dem letzterwähnten nahe überein.

Aus diesen Analysen wurden folgende Atomgruppierungen berechnet:

125.



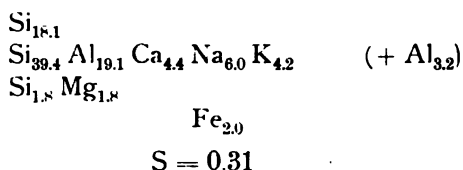
126.



*Der Pyroxengneiss von Kockenhus*¹ von Kullen in Schonen. Dieses Gestein hat nach HENNIG eine schwach angedeutete Parallelstruktur und besteht aus Quarz, Orthoklasmikroperthit, Oligoklasmikroperthit, Magnetit nebst Diallag, Hornblende, Biotit und Granat.

Fil. Kand. L. RAMBERG hat dieses Gestein analysiert.^{8a)} Diese Analyse, zu Metallatomprozenten berechnet, ergibt die Atomgruppierung:

127.



Von den gangartigen Gesteinen des Pyroxengneisstypus, die mit dem eigentlichen sog. Warberggranit zusammen vorkommen sollen, ist bisjetzt keine chemische Analyse ausgeführt worden.

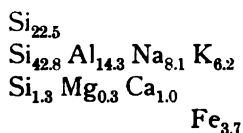
Ein Gestein, das sich den eben behandelten nahe anschliesst, wurde im Sommer 1902 vom Verf. bei einem Besuch im nördlichen Norwegen in Svolvaer, Lofoten beobachtet. Die Gesteine der nächsten Umgebung sind durch stark hervortretende Strukturzüge derselben Art, wie sie die »Järngneis«-Formation charakterisieren, ausgezeichnet. Es waren granulitische Gneisse und granitähnliche Gesteine. Gänge von schönem schwarzem

¹ Dieses Gestein wird von HENNIG als Banatit bezeichnet.

Hyperit treten auch in derselben Gegend auf. Unter den granitischen Gesteinen giebt es eines, das dem sog. Warberggranit schon makroskopisch sehr ähnlich ist. *U. d. M.* findet man auch die Minerale Diallag und grüne Hornblende nebst Titaneisen, (Titano-) Magnetit und Apatit wieder. Die Feldspate bestehen dagegen so gut wie ganz und gar aus Mikroklinmikro- und Kryptoperthit, der dieselbe fadige Struktur erkennen liess wie die, welche LUNDBOHM beim Studium der Pyroxengneisse des Blattes Halmstad beobachtete.³⁸⁾ Im Svolvaergestein fehlen jedoch der freie Plagioklas und also auch der eigentümliche Plagioklasperthit. Ein anderer Unterschied liegt in der Struktur, die zwar durch einfachen Verlauf der Konturlinien ansgezeichnet ist, aber nicht dieselbe Gleichkörnigkeit wie die typischen Magnetitgneisse besitzt. Das Svolvaergestein scheint ein Granit zu sein, der, wenn auch nicht so hochgradig wie die gewöhnlichen Magnetitgneisse deformiert, die regionale Metamorphose mitgemacht hat.

Eine chemische Analyse des Svolvaergesteins wurde z. T. von Studenten der Chem. Techn. Abteilung der Techn. Hochschule zu Stockholm ausgeführt. Die wichtigen Bestimmungen von MgO, CaO, Na₂O und K₂O hat Herr Fil. Lic. R. MAUZELIUS die Liebenswürdigkeit gehabt auszuführen. Aus den so erhaltenen Analysenzahlen (128) wurde folgende Atomgruppierung berechnet:

128.



$$\text{S} = 0.34$$

Der Reichtum an Natron und Eisenoxydul und der kleine Quarzgehalt sind die chemischen Verwandtschaftzüge. Sonst ist der Svolvaergranit ein einfach zusammengesetzter Granit, der sich in chemischer Hinsicht mehreren anderen archaischen Graniten an die Seite stellt.

Von den sog. Järngneissgesteinen von Südschweden liegen ausser den hier mitaufgenommenen noch mehrere Analysen vor. Die älteren derselben sind in einer Zusammenstellung von Gesteinsanalysen von H. SANTESSON veröffentlicht.¹⁴⁾ Auf eine nähere Behandlung dieser Gesteine wird hier verzichtet, weil dieselbe besser in einer Beschreibung der Gneissgesteine am Platze ist.

Die *zweite*¹ petrographische Gruppe der »Järngneis«-Formation bilden solche Gneissgranit- oder Granitgneisstypen, in denen das ursprüngliche Korn noch sichtbar ist, wiewohl die Minerale des Granits in eine grosse Menge kleiner, ungefähr gleichgrosser Körner zerfallen sind. Diese Gesteine haben daher eine gleichkörnige Struktur erhalten und werden oft als gleichkörnige Granite bezeichnet, obgleich dieser Name in diesem Falle viel zu wenig ausdrückt. Die Benennung *granulierte Gneissgranite* dürfte die äusserst wichtige Tatsache, von der hier die Rede ist, besser ausdrücken. Diese granulierten Gesteine schwanken recht bedeutend, da die Granulation mehr oder weniger vollständig sein kann. Auch können Reste der ursprünglichen grossen Granitfeldspate übrig geblieben sein. Die Granulation

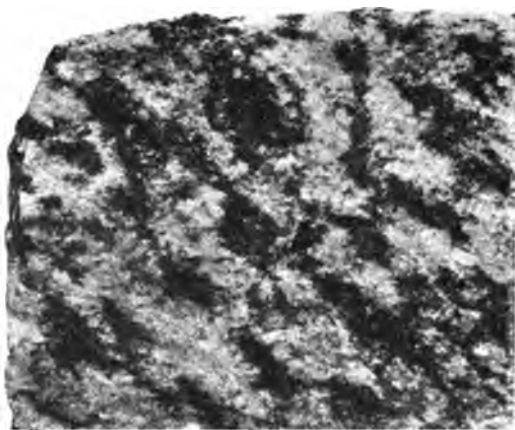


Fig. 33. Granulierter grauer Gneissgranit von Halland, Blatt Halmstad. Autotypie von einem Handstück in nat. Grösse. Der Feldspat und der Quarz erscheinen hell, der Biotit dunkel.

kann auch entweder kataklastisch verlaufen sein, und in diesem Falle ist die Struktur oft mit der von TÖRNEBOHM beschriebenen sog. Mörtelstruktur identisch, oder auch hat dieselbe ganz das »Järngneis«-Korn, d. h. eine gleichkörnig-kristallinische Ausbildung. Ausserdem ist die Granulation gewöhnlich mit einer mehr oder weniger kräftig ausgebildeten linearen oder ebenen, bisweilen flasrigen Schieferung verbunden. Durch das Überhandnehmen dieser Schieferung wird das ursprüngliche, granitische Korn immer vollständiger verwischt. Dadurch entstehen schliesslich die reinen »Järngneis«-typen.

Granulierte Gneissgranite sind in dem grossen »Järngneis«-Gebiet sehr allgemein. Von diesen sind viele wegen ihrer Ausbildung sehr interessante Typen. In den Blattbeschreibungen gehen diese gewöhnlich unter dem Namen »Augengneiss« oder »Granitgneiss«, und es gibt mehrere

¹ Vergl. Seite 211.

Beschreibungen von geologischen Übergängen dieser Augengneisse in Granite oder andererseits in stark parallelstruierte Gneisse. So führt SVEDMARK an, dass in einem Augengneiss in Halland⁶⁷ durch die »zunehmende Menge und Grösse der Feldspatagen die Grundmasse des Augengneisses allmählich verdrängt wird, so dass die Augen vorherrschend geworden sind, weshalb auch die Schieferung verschwinden und das Gestein eine massige, granitähnliche Struktur annehmen kann«. »Oft ist der Augengneiss in dieser Weise in dem Innern der drüsenähnlichen Massive ausgebildet und zeigt dann, obgleich gewöhnlich nur in geringer Ausdehnung, grosse Ähnlichkeit mit den Augengraniten von Ostschweden.« SVEDMARK



Fig. 34. Roter Augengneissgranit mit granuliertem Feldspat und rauchgefärbten Quarzkörnern von Warberg. Autotypie von einem Handstück in nat. Grösse. Die roten feinkörnigen Feldspataggregate erscheinen grau der zwischenlagernde Quarz schwarz.

ist der Ansicht, dass es nicht unwahrscheinlich sei, dass der Augengneiss ein stark veränderter Granite sein könnte. Über den Übergang von Augengneiss in »gewöhnlichen Gneiss« schreibt SVEDMARK in der angeführten Stelle:⁶⁸) »Der Übergang im Felde zum gewöhnlichen Gneiss von hauptsächlich grauer Farbe erfolgt in den genannten Vorkommnissen teils in der oben erwähnten Weise, so dass die ausgeprägt rötlichen Augen immer mehr an Grösse abnehmen und schliesslich verschwinden, teils auch dadurch, dass sie sich in der Streichungsrichtung gleichsam ausdehnen, wodurch sog. gemischter roter und grauer Gneiss entsteht«. Diese Beobachtungen werden durch ähnliche Äusserungen in den geologischen Blattbeschreibungen, so zum Beispiel in den Beschreibungen zu den Blättern Kungsbacka, Warberg und Wenersborg sowie in den Blättern Glimåkra und Herrevadskloster bestätigt.

Der von H. BÄCKSTRÖM in dem »Westanåfältet« (Seite 103) beschrie-

bene sog. Örsjögneiss stimmt, wie es scheint, mit den in Rede stehenden granulierten Gneissgraniten überein.

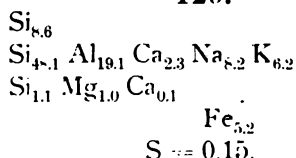
In den Grenzgebieten der »Järngneis«-Formation von Nord-Westergötland sind auch zahlreiche Beobachtungen gemacht, die die Auffassung bestätigen, dass die Augengneisse als Zwischenformen des grobkörnigen Granits und des feinkörnigen roten Gneisses auftreten. In Mittel- und Nordschweden sind, wie wir sehen werden, dergleichen Erscheinungen ebenfalls beobachtet worden.

Den dritten Typus von Gesteinen mit granitartiger (Quarz-Feldspat-) Zusammensetzung, die zu den Graniten der »Järngneis«-Formation gehören bilden die *massigen Relikten*. Dieselben treten meistens als linsenförmig, ausgestreckte, von den stark metamorphischen eigentlichen »Järngneis«-Gesteinen umgebene Massive auf. Diese Massive können als *Reliktmassive* bezeichnet werden.

Die Reliktgranitmassive *enthalten Gesteine, die nahe mit den bekannten Granittypen der weniger metamorphischen Gebieten des Grundgebirges übereinstimmen*, und sie zeigen hauptsächlich Zermalmungsstrukturen, und nur in geringerem Masse Umkristallisationen. In den Randgebieten gehen diese Granite in Augengneiss und feinkörnige Gneisse über. Die auf der Übersichtskarte der schwed. geol. Landesuntersuchung (1901) in den Gneissgebieten von Südwest-Schweden besonders bezeichneten Granitmassive verhalten sich meistens in dieser Weise.

Nach den Angaben der geologischen Kartenbeschreibungen können wir mehrere Gneissgranitmassive als metamorphische Relikte auffassen wie z. B. die massigen Gneissgranite nördlich von Warberg und die zwischen Särö, Göteborg und Kongelf. Nahe an der östlichen Grenze der »Järngneis«-Formation streicht von Süden nach Norden eine Serie Gneissgranite, die im allgemeinen durch Reichtum an dunklen Mineralen ausgezeichnet sind. Im nördlichen Westergötland schliessen sich diese Gesteine dem Filipstadgranit nahe an. Das grosse Granitmassiv, das sich von dem südwestliche Ende des Wettersees an in südlicher Richtung bis in die Gegend von Wernamo erstreckt, besteht nach HEDSTRÖMS, noch nicht veröffentlichten Untersuchungen aus einem ausserordentlich grobkörnigen, quarzarmen Granit. Nach der Eisenbahnstation Waggeryd ist derselbe *Waggerydgranit* genannt worden. (129). Eine Analyse dieses Gesteins wurde von H. SANTESSON ausgeführt. Aus dieser Analyse ist folgende Atomgruppierung berechnet:

129.



Eine sehr grosse Übereinstimmung hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung ist also zwischen diesem grobkörnigen Granit und dem feinkörnigen Pyroxengneiss von Warberg (126) vorhanden.

Die Gneissgranite westlich von dem Götaelf.

Die Linie Götaelf—Wenern—Byelfven hat ungefähr dieselbe Bedeutung wie die bekannte Scheidelinie zwischen den östlichen und den westlichen Teilen des südschwedischen Grundgebirges. Sie bildet nämlich die Westgrenze der sog. Järgneis-Formation. Sie begrenzt in der Tat diese »Järgneis«-Formation im Westen gegen einen Gesteinkomplex von derselben Ausbildung, wie sie das Grundgebirge von Ostschweden hat. Dieses Grundgebirgsgebiet besteht nämlich zum grossen Teil aus massigen Graniten, Hälleflintgneissen, Porphyren und grauen sog. gebänderten Gneissen. Die Granite sind teils massig teils auch verschiedenartig schieferig und ihre Zusammensetzung hat die gewöhnlichen aus Ostschweden bekannten Variationen aufzuweisen. Die allbekannten Typen »Örebrogranit«, Hornblendegranit, »Augengranit« etc. kommen also auch in den Granitgebieten von Wästvärmland und von Dal, wenn auch häufig in stark schieferigen Formen, vor. Auch feinkörnige, weniger metamorphosierte Ganggranite sind in denselben Gebieten vorhanden.

Die grauen Gneisse sind von sehr wechselnder Beschaffenheit und sehr verschiedenartiger Herkunft. Zum grossen Teil bestehen sie aus hochmetamorphosierten Hornblendegraniten. Ein Teil der grauen Gneisse, die als gebänderte Gneisse bezeichnet worden sind, besteht aus Paragneissen. Der graue Gneiss von Bohuslän besteht zum grossen Teil aus Gneissen dieser Art. Dieselben stimmen petrographisch gut mit den bekannten Sörmlandgneissen von Ostschweden¹¹⁾ überein.

Die Granite des westschwedischen Granit-Hälleflintgneissgebietes sind aber auf der geologischen Übersichtskarte vom Jahre 1901 als Gneissgranite bezeichnet worden, d. h. sie sind zu der Gneissabteilung oder dem »älteren Grundgebirge« geführt. K. WINGE fand aber bei seinen Untersuchungen über den Dalslandteil des Kartenblattes Ämål^{9a)}, dass die Gneisse dieses Gebietes druckmetamorphosierte Granite und ebenso wie diese jünger als die Porphyrfornation waren.

Bei geologischen Feldarbeiten für das geologische Blatt Seffle ist auch der Verf. zu der Auffassung gelangt, dass eine grosse Menge der ausgeprägtesten Gneisstypen mit den Graniten durch Übergänge zusammengehören. Granite mit verhältnismässig ungestörter Struktur treten bei Ämål und nordwestlich davon auf und gehen im Osten allmählich in immer stärker metamorphische Gneissgesteine über.

An einer ost-westlichen, durch das Grundgebirge nahe bei Göteborg gezogenen Profillinie sind die geologischen Verhältnisse des Grundgebirges

in ähnlicher Weise wie östlich und westlich von Seffle entwickelt. Auch die Gesteine sind ähnlich.

Auf der Ostseite des weiten Tales, in dem der Götaelf fließt, bis nach der Stadt Göteborg und von hier aus östlich von der Linie Göteborg—Kungsbacka breitet sich der »Järngneis« bis in Westergötland aus und zeigt überall eine charakteristische, obwohl sehr wechselnde Beschaffenheit. Westlich von dieser Grenzlinie findet man dagegen gneissgranitische und hälleflintgneissartige Gesteine, die zwar im allgemeinen stark gepresst und metamorphosiert sind, aber doch erkennbare primäre Gesteinscharaktere zeigen. Gegen die »Järngneis«-Grenze nehmen die metamorphischen Strukturen zu, es entwickeln sich Augengneisse und grobe Adergneisse, und schliesslich zeigt das Gesteinsmaterial die für den »Järngneis« so charakteristische Uniformität und Zurücktreten der primären Strukturen und der ursprünglichen Individualität des Gesteins.

In den stark schiefriigen Gesteinszonen zwischen Göteborg und der Küste sind mehrere verschiedene Granite zu sehen. Die Hauptmasse derselben bilden Augengneissgranite. Auf der geologischen Übersichtskarte (1901) ist ein langgedehntes Massiv aus Gneissgranit bezeichnet. Es streicht in einem weiten Bogen westlich vom Götaelf an Göteborg vorüber und reicht im Süden bis in die Nähe von Särö. Dieses Massiv besteht aus Augengneissgraniten von wechselnder Zusammensetzung. Sie werden von feinkörnigen, blassroten, als schmale Lagergänge auftretenden Graniten von beinahe reine Quarz-Feldspat-Zusammensetzung begleitet.

Die ganze Serie ist von grauen dioritschieferähnlichen Hälleflintgneissen umgeben. Die steile Lagerstellung dieser Schiefer scheint der Schieferung der Gneissgranite und der Richtung der Lagergänge konform zu sein. Nach mehreren Beobachtungen ist jedoch die durchgreifende Lagerung der Granite im Verhältniss zu den Hälleflintgneissen unzweifelhaft. Weiter nach Westen bei Majorna, Nya Warfvat und Längedrag, sind Einschlüsse von dunklen Hälleflintgneissgesteinen in den Graniten gewöhnlich.

Von allergrösstem Interesse ist das Vorkommen einer breccienartigen Hälleflinta von schön gebänderter Struktur in der Nähe der Gneissgranitzone von Göteborg.¹⁰⁷⁾

Die roten *feinkörnigen Lagerganggranite* scheinen für gewisse stark schieferige Gneissgranitzone sehr charakteristisch zu sein. Sie sind von mir bei Seffle unter ähnlichen Umständen wie bei Göteborg angetroffen. Sie treten immer als schmale Lagergänge auf und zeigen ein desto feineres Korn, je geringer die Gangbreite ist. Sie sind mit gröberen, sauren Gneissgraniten sowohl geologisch als auch petrographisch verbunden. Andererseits stimmen sie hinsichtlich der petrographischer Ausbildung sehr nahe mit den roten »Järngneis«-Gesteinen überein und können manchmal oder makro- noch mikroskopisch von diesen unterschieden werden. Sie zeigen die *mikroskopischen* Hauptcharaktere des »Järngneis«, nähern sich aber auch hinsichtlich der Mikrostruktur und der Mineralzusammensetzung dem

Bohusgranit. Dieser Granittypus ist auch in den Schären westlich von Göteborg beobachtet worden.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese granitischen Ganggesteine wahre Eruptivgänge sind. Es mangelt ihnen aber vollständig an porphyrischer Entwicklung und Mikropegmatit. Auch die beiden Alkalifeldspate kommen getrennt vor. Perthit tritt nur sehr untergeordnet auf. Die Mineralkörner sind klar und die Konturlinien rein und plastisch gebogen, ganz wie bei dem roten »Järngneis«. Bisweilen erscheint beim Quarz Kristallbegrenzung, aber meistens sind die Quarzkörner gerundet oder — gegen die Feldspate — lappig begrenzt. Die *Mikrostruktur* dieser feinkörnigen Ganggranite ist oft weniger gleichkörnig als die der »Järngneis«-Gesteine. Die Mikroklinkristalle sind nämlich mehreremal grösser als die Quarzkörner, und hierin gleichen die Ganggranite dem Bohusgranit. (Taf. 26, Fig. 27.)

Myrmekit ist in den bisher untersuchten Dünnschliffen nicht wahrgenommen worden. Biotit kommt sehr spärlich vor. Magnetit wird wie im Järngneiss beobachtet.

Von diesen Granitgesteinen aus den Gebieten westlich von Göteborg sind folgende chemische Analysen ausgeführt.

130. Roter, biotitreicher Gneissgranit von Nya Warfvet bei Göteborg. Dieses Gestein sieht *makroskopisch* wie ein Hornblendegranit aus, enthält aber dieses Mineral nicht, sondern nur Biotit in reichlicher Menge. Es gleicht sehr dem plagioklasreichen Åmålgranit. U. d. M. zeigt es einen bedeutenden Reichtum an Plagioklas, der aber unter Bildung von Epidot und Zerfallen der grösseren Körner stark umgewandelt worden ist. Der Mikroklin erscheint in grösseren, unregelmässigen Körnern, die oft kleine gerundete Quarze enthalten. Eine feingranulierte Masse von myrmekitdurchwobenen Plagioklaskristallen, mit verfilzten Aggregaten von Biotit, Epidot und Titanit vermenget, umgeben die grösseren Feldspate. Die Analyse dieses Gesteins ist von Herrn O. BERG auf der chemischen Station zu Gefle ausgeführt.

131. *Roter Augengneissgranit* von dem Wasserturm in Slottsskogen bei Göteborg. Es ist dies ein sehr gleichstruierter Augengneissgranit mit bis 2 cm grossen, dicht zusammengedrängten und länglichen Feldspatäugen, die aus einer Sammlung einfach polygonal begrenzten Mikroklin- und Plagioklaskörner bestehen und von gestreckten Quarzaggregaten umgeben sind. Bisweilen kommen in den Feldspatäugen Reste eines grösseren Mikroklinkristalls vor, gewöhnlich ist aber die ganze Masse vollständig und gleichmässig granuliert.

Dieses Gestein kann als ein gutes Beispiel für die *doppelte Struktur* dienen, die bei der Granulierung grobkörniger Granite entsteht. Die Struktur zeigt die gleichmässige, feinkörnige Struktur der »Järngneis«-Gesteine so zu sagen über die stark ausgedehnte Masse des Augengranits gelegt.

Biotit, teilweise chloritisiert, kommt spärlich vor, ausserdem auch Epidot, Magnetit und einzelne kleine Körner und allotriomorphe Partien eines stark violetten Flussspats.

Eine Analyse wurde von R. MAUZELIUS ausgeführt.

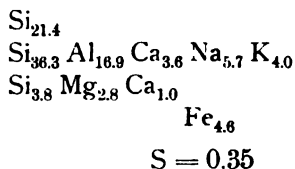
132. *Roter, feinkörniger Lagerganggranit.* Aus einem Steinbruch an der Wegagatan in Göteborg. Eine vollständige chemische Analyse wurde in Gefle ausgeführt. Da aber die gefundenen Werte für die Alkalien und die Tonerde unwahrscheinlich schienen, wurde die Analyse durch Kontrollbestimmungen von R. MAUZELIUS korrigiert.

133. *Roter, feinkörniger Granit* in grauem Glimmergneiss. Die Höhen südlich von der Johannis-Kirche in Majorna, Göteborg.

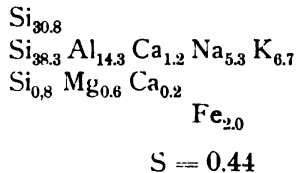
Die Analyse ist in der Materialprüfungsanstalt der Techn. Hochschule zu Stockholm von Herrn Ingenieur E. ÖSTLUND ausgeführt.

Aus diesen vier Analysen sind folgende Atomgruppierungen berechnet worden:

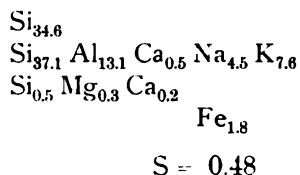
130.



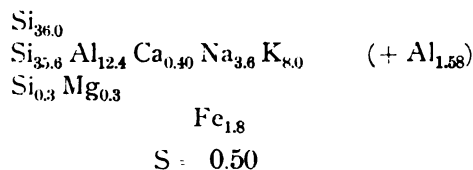
131.



132.



133.



130 giebt also einen komplexen Granit an, der sich nahe an den Ämälgranit anschliesst. Die drei übrigen 131—133 stellen einfache Quarzfeldspatgranite dar, und sie zeigen auch die für diese gewöhnliche Acidität von ungefähr 0.50.

Interessant ist auch das Übergewicht dieser beiden Gesteine an Kali. Hierdurch nähern sie sich den Bohusgranittypen, mit denen die auch sonst in mehreren Hinsichten petrographisch übereinstimmen.

Die Gneissgranite von Dalsland und Südwest-Wermland.

In der nordöstlichen Fortsetzung des bogenförmigen Gneissgranitmassivs, das an Göteborg vorüber streicht, sind nach den Erläuterungen der geologischen Kartenblätter nur Gneissgesteine vorhanden. Unter denselben befinden sich sowohl Ortho- als auch Paragneisse. Daher scheint es nicht unmöglich zu sein, dass die eben beschriebenen Gneissgranite mit den grossen Gneissgranitgebieten von Dalsland und Südwest-Wermland im Felde verbunden sind.

Die beiden letztgenannten Gebiete sind schon längst wegen ihrer ausgeprägten und mannigfach wechselnden Gneisstypen bekannt. Wie kaum an irgend einer andern Stelle des schwedischen Grundgebirges findet man diese Gesteine hier in schönster Entwicklung und von verschiedener Zusammensetzung und Struktur. Auch die tektonischen Verhältnisse sind sehr bemerkenswert wegen der Einfaltung einer jüngeren Schieferformation (der Dalslandserie) und der kräftigen regionalen Metamorphose, von der die älteren und jüngeren Gesteine längs diesen Faltungszonen betroffen worden sind. Nach G. DE GEER¹⁾ wären die regionalmetamorphischen Veränderungen der archaischen Gesteine dieser Gegenden zum Teil bei *algonkischen* Faltungsprozessen entstanden. Es scheint daher möglich zu sein, dass ein Teil des Grundgebirges hier von *zwei* sehr ungleichalterigen regionalmetamorphischen Prozessen betroffen worden sind, und dass die Gesteine also zuweilen doppelte Deformationsstrukturen aufweisen könnten.

Auffallend gross ist auch die Rolle, welche mechanische Deformationen bei der Strukturentwicklung der Dalslandgneisse gespielt haben. Wahre Zermalmungsgesteine (Mylonite, kataklastische Gesteine) kommen sehr allgemein vor, protogingneissartige Gneisse und Augengneisse sind auch sehr gewöhnlich. Daneben treten aber auch gut kristallisierte Typen von der Strukturentwicklung des »Järngneis« auf, und diese stehen zu den kataklastischen Gesteinen in naher geologischer Beziehung.

Zu der Zeit (1870), wo die 7 geologischen Dalslandblätter¹ veröffentlicht wurden, war die Meinung allgemein, dass die stark ausgeprägte Parallelstruktur dieser Gneisse als wahre Schichtung (Lagerung) gedeutet werden müsste. (Vergl. Seite 190.)

¹ Baldersnäs, Ämål, Upperud, Wingershamn, Rådanefors, Degeborg und Wenersborg.

1883 sprach jedoch A. G. NATHORST²⁹⁾ die Meinung aus, dass der *Jerbogneiss* oft nicht die wirkliche Lagerung, sondern nur eine durch Druck entstandene Schieferung zeige, die nicht immer mit jener zusammenfalle. TÖRNEBOHM zeigte bald nachher,³⁰⁾ dass der Jerbogneiss als ein sog. Urgranit (»Jerbogranit«) betrachtet werden müsse, der stellenweise stark mechanisch beeinflusst worden, weshalb seine granitische Struktur verwischt und — im Zusammenhang mit Überschiebungsbewegungen — auch Felsit- — oder hälleflintähnliche Gesteine entstanden seien.¹ Mit Rücksicht auf die grossen Veränderungen, die die Auffassung von den Gesteinen und der Geologie des Grundgebirges nach dem Erscheinen der Dalslandkarten erlitten hat, wäre eine geologische Revision dieser interessanten Gebiete sehr wünschenswert. Eine solche Revision wurde schon 1885 von Hj. LUND-BOHM empfohlen,³²⁾ und durch die Untersuchungen von K. WINGE (Vergl. Seite 175) tritt dieses Bedürfnis noch deutlicher hervor.



Fig. 35. Kroppefjällgneiss. Aut. von einem Handstück in nat. Grösse.

Vorläufig können jedoch die Granite und ihre Derivate von Südwest-Wermland und von Dal ohne Schwierigkeit nach den dargestellten Gesichtspunkten behandelt werden.

Wir finden also die Gneissgranite hier auf zwei Haupttypen verteilt, nämlich auf den *Kroppefjällgneiss*- und den *Jerbogneiss*-typus. *Ersterer*, der auch Augengneiss genannt worden ist, stellt ein sehr schönes und charakteristisches Gestein dar. Er hat die Mineralzusammensetzung und die Primärstruktur eines »Örebrogranits«, die ganze Gesteinsmasse ist aber stark deformiert, der Quarz zermalmt und ein grüner oder dunkler Glimmer ist als lamelläre oder gewundene Massen zwischen den rückständigen gleichgrossen, gewöhnlich augenförmig gestreckten Kalifeldspatkristallen entwickelt.

¹ L. c. Seite 625—627. Die allgemeine flasrige Schieferung, die der Jerbogneiss meistens zeigt, ist jedoch in dieser Erklärung offenbar nicht mit einbegriffen. Vergl.³⁰⁾ Seite 243.

Der *Jerbogneiss* wird meistens als plagioklas- (oligoklas-)reicher Gneiss oder Gneissgranit bezeichnet.⁵⁾ Er führt oft *Hornblende* und ist bisweilen dioritartig entwickelt, dioritartiger Jerbogneiss, von grauer oder grünlicher Farbe. Hinsichtlich der Struktur wechselt er lebhaft und zeigt einerseits massige Typen, Jerbogranit, andererseits bildet er flaserig schieferige oder zermalmte, hälleflintartige oder »eurit«-artige grüngraue Gesteine.

In der Beschreibung zum Blatt Baldersnäs sind vier Analysen von den Gneisstypen des Gebietes veröffentlicht. Aus den dazugehörenden petrographischen Angaben scheint hervorzugehen, dass zwei dieser Analysen von solchen Gesteinen ausgeführt worden sind, die den beiden Gneiss-haupttypen, *Kroppefjällgneiss* und *Jerbogneiss* nahe stehen.

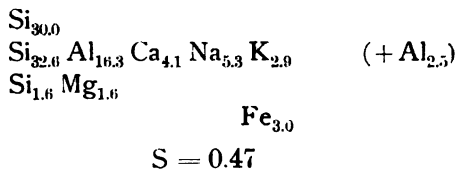
134. *Grober, roter Gneiss* mit grünem Glimmer, Östra Solsjön, Kirchspiel Laxarby. Die Analyse ist von D. HUMMEL ausgeführt.

135. *Grobschieferiger, grauer Gneiss*, von Eketjärn im Kirchspiel Steneby. Dieses Gestein wird auf der Baldersnäs-karte als Jerbogneiss bezeichnet. Die Analyse ist von E. ERDMANN ausgeführt.

Von diesen Analysen ist 134 kaum verwendbar, weil der Alkaligehalt im Verhältniss zur Tonerde zu hoch ist. Der Fehler liegt wahrscheinlich in dem Natronprozent, das hier bedeutend höher angegeben ist, als bei irgend einem anderen schwedischen Granit. Ein Fehler von mehr als 2 Prozent ist hier wahrscheinlich. Daraus ist aber ersichtlich, dass die anderen Bestimmungen zusammen ungefähr ebenso viel zu niedrig ausgefallen sind. Unter der Annahme, dass diese Fehler gleichmässig auf die anderen Prozentzahlen verteilt seien, scheint die Analyse doch einen Granit von einfacher Zusammensetzung anzugeben. Zum Vergleich kann die Analyse des Granites von Slirud (103) dienen. Dieser hat auch eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung und nicht selten eine Struktur, die mit dem typischen Kroppefjällgneiss völlig übereinstimmt.

Die Atomgruppierung des Jerbogneissgranits ist, nach der Analyse 135 berechnet, folgende:

135.



Der Jerbogneiss von Eketjärn ist nach dieser Analyse ein ziemlich »basischer«, aber kieselsäurereicher Granit und also in derselben Richtung wie die Upsalagranite entwickelt. Der Eketjärngneiss zeigt aber einen bedeutenden Überschuss an Tonerde, eine Erscheinung, die mehrere Erklärungen erlaubt.

In dem Kroppefjällgneiss und dem Jerbogneiss finden wir also metamorphische Gesteine, die dem »Örebrogranit« und dem »Hornblendegranit« (Upsalagranit, Jernagranit, grauen Wexiögranit etc.) von Ostschweden entsprechen.

Die Zusammensetzung des Jerbogneisses schwankt offenbar innerhalb sehr weiter Grenzen. Der typische Kroppefjällgneiss dagegen dürfte von der Zusammensetzung eines Fellingsbro- oder Filipstadgranits nicht sehr abweichen. Wegen der verhältnismässig einfachen Zusammensetzung können die metamorphischen Typen des Kroppefjällgneisses leichter erkannt und in ihren gegenseitigen Beziehungen betrachtet werden als die metamorphischen Derivate des »basisch« zusammengesetzten Jerbogneisses, weil bei letzterem auch durchgreifende chemische Umwandlungen die Deformationen begleitet haben.

In den geologischen Beschreibungen von Dalsland wird mehrmals gesagt, dass der Kroppefjällgneiss in granitartige Gesteinen übergehe,¹) und dass die auf den Kartenblättern als Granit bezeichneten Gesteine nur schwierig von dem Gneiss im Felde getrennt werden können.

Offenbar bestehen die hier als Granit¹ bezeichneten Massive des metamorphischen Gebiets aus *massigen Relikten*. Der Åmålgranit (Seite 175) hat in der Tat solche Charaktere. Die roten, gewöhnlich mittelgrobkörnigen Granite des Blattes Upperud, der »*Ramskoggranit*« und der *Tåckergranit*, sind auch ohne Zweifel solche Relikten einfach zusammengesetzter massiger Granite.

Der typische Kroppefjällgneiss hat die petrographische Ausbildung eines Protogingneisses. Er enthält dann Zermalmungsstrukturen und chloritisierten Glimmer. Es kommen aber auch unter den Kroppefjällgneissen Augengneisstypen vor, in denen die stark deformierte Zwischenmasse ein mehr kristallinisches als kataklastisches Aussehen hat und ein brauner Glimmer den gewöhnlichen grünen vertritt. Die Grade der Deformation sind natürlich auch sehr verschieden, von einem schwach gepressten Granit bis zu einem stark schiefrigen Gneiss, mit lang ausgestreckten Augen oder gar Lamellen aus Feldspat abwechselnd.

Die Deformationsserie des Kroppefjällgneisses ist ausserdem dadurch charakterisiert, dass die Deformation die ganze Masse des Gesteins nicht gleichmässig beeinflusst hat. Die grossen Kalifeldspate, die Augen, haben sich mehr oder weniger erhalten. Die mechanische Umformung hat jedoch oft einen durchgreifenderen Verlauf genommen. Die eigentümliche Struktur des Jerbogneisses, welche TÖRNEBOHM beschrieben hat³), besteht darin, dass »die Bestandteile des Gneisses selten von einander scharf geschieden, sondern an den Kanten gleichsam zerflossen sind, weshalb das Gestein ein etwas hälleflintartiges Aussehen erhält.« Das Mikroskop lehrt, dass diese makroskopische Beschaffenheit des Jerbogneisses darauf beruht,

¹ Feinkörnige, stark schiefrigen Gneiss durchsetzende Granite kommen auch vor. Dieselben sind offenbar jünger als ein grosser Teil der Deformationsprozesse.

dass ein mit Umkristallisationen verbundenes Zerbersten sämtlicher Mineralkörner in der ganzen Masse des Gesteins eingetreten ist.

Makroskopisch haben solche Gesteine ein sehr schwerbestimmbares Aussehen, weil die ursprüngliche grobe oder mittelgrobe Körnigkeit nicht mehr deutlich hervortritt, sondern gleichsam verschleiert erscheint und in vielen Fällen kaum mehr zu erkennen ist. Wenn auch Verschieferung hinzutritt, so erhält die Gesteinsmasse die Beschaffenheit eines sog. gneissigen Felsitschiefers, »hälleflintähnlichen Gesteins« oder gar das Aussehen einer Hälleflinta. Derartige »Hälleflinten« treten in Wechsellagerung mit weniger stark metamorphischen Gneissen auf, und sie sind bei den geologischen Feldarbeiten von den wirklichen Hälleflinten und Porphyren des hiesigen Grundgebirges nicht getrennt worden.

Auch der Kroppefjällgneiss zeigt eine ähnliche durch Zerbersten entstandene Verdichtung der Struktur und geht dadurch in hälleflintähnliche Gesteine über. Eine Zwischenform von Hälleflinta und Kroppefjällgneiss ist diejenige Gneissvarietät, die auf den Blättern Åmål und Wingershamn als *Gåsögneiss* bezeichnet ist.

Durch *Granulierung* des Kornes, d. h. durch Umkristallisation und Deformation, geht der Kroppefjällgneiss in »roten Gneiss« und roten »Järngneis« über. Die Zwischenform, der rote Gneiss, wird in den geologischen Kartenblättern als mittelgrober oder feinschieferiger Gneiss bezeichnet und ist bisweilen als Augengneiss mit 2—4 cm. langen Feldspatäugen entwickelt.¹ Diese Übergänge sind hauptsächlich im südlichen Dalsland an der Westgrenze des grossen »Järngneis«-Gebietes beobachtet worden.

Die Granite von Dalsland bilden also eine sehr vollständige metamorphische Serie, nämlich: metamorphische Relikten, kataklastische Gneisse, Augengneisse und vollständig umkristallisierte Gesteine, die Järngneisse.

Durch TÖRNEBOHMS bekannte Beschreibung von Wermlands Gebirgsgrund können die Hauptzüge der nördlich von dem eben behandelten Gebiete vorkommenden Gesteine erkannt werden. Nach TÖRNEBOHM hat also der Jerbogneiss seine nördliche Fortsetzung in einem graugrünen Granitgneiss, der an der Grenze zwischen den Provinzen Wermland und Dal angetroffen worden ist. Weiter nördlich geht dieses Gestein durch Zunahme der Parallelstruktur in Hornblendegneiss über. Gleich östlich von dieser Zone streicht eine andere, die ebenfalls aus stark schieferigen, aber roten und quarzreicheren Gesteinen besteht. Dieselben gehen im Süden in einen roten, teilweise fast völlig massigen Gneissgranit und im Norden nach TÖRNEBOHM in einen grauen »Järngneis« über. Ebenso kann im Norden von Dalsland noch eine weiter ostwärts gelegene Parallelzone verfolgt werden, die östlich von dem See Östra Silen aus einem roten Gneiss zusammengesetzt ist. Dieser Gneiss »nimmt zuerst das Aussehen eines klein- bis mittelkörnigen Järngneisses an, wird aber dann all-

¹ Vergl. die Beschreibungen zu den Blättern Rådanefors, Degeberg und Wenersborg. Die petrographischen Angaben sind aber im allgemeinen zu spärlich.

mählich immer massiger, besonders in seiner Fortsetzung im Süden von Dalsland, wo er z. B. südlich von dem See Ömmeln beinahe ganz granitisch ist». Von Åmål aus können nach TÖRNEBOHM ebenfalls zwei Gneissgranitzonen nach Norden verfolgt werden. Die eine derselben besteht aus einem roten, mittelgroben bis beinahe grobkörnigen Gneissgranit und die andere aus dem mittelgroben, rötlichen, oligoklasreichen, hornblende- und titanitführenden Åmålgranit. Beide werden im Norden stark schieferig und auch gequetscht.

Ähnliche Erscheinungen wiederholen sich an der *Ostgrenze der »Järngneis«-formation im Osten von Wernmland*. Die auf TÖRNEBOHMS Karten und denen der Sveriges Geol. Undersökning hier bezeichneten Massive von Filipstadgranit, Kristinehamn- und Örebrogranit treten im allgemeinen in den Randgebieten der Järngneissformation als massige Relikten auf. Im Innern dieser Massive zeigen die Granite regelmässig massige Struktur, gehen aber nach aussen durch die Strukturstufe der Augengneisse hindurch in roten Gneiss und in »Järngneis« über. Die Beschreibung zur Berggrundkarte von Örebro Län²⁷⁾ sagt dass der Filipstadgranit südlich von Loka allmählich in roten Gneiss, der in anderen Fällen als Järngneiss entwickelt ist, übergeht. TÖRNEBOHM hat diese und andere gleichartige Tatsachen auf seinen Karten dadurch veranschaulicht, dass er solche Granitmassive ohne Konturlinien gegen den Järngneiss und die Farbenbezeichnungen in einander übergehen lässt.^{20, 108)}

Grosse Felder aus »älterem Gneissgranit« sind auf der geologischen Übersichtskarte von Ostwermland bezeichnet. Nach den (oft allzu unzureichenden) Gesteinsbeschreibungen giebt es keinen wesentlichen Unterschied zwischen diesen Gneissgraniten und den Filipstad- oder Örebrograniten. Die wichtigste Eigentümlichkeit dieser sog. Gneissgranite oder Urgranite besteht eben darin, dass sie durch Übergänge mit dem »Järngneis« aufs innigste verbunden sind. Die granitischen Formen dieser Urgranite (die massigen Relikten) bilden in den Massiven »relativ kleinere und zerstreute Partien, gleichsam Kerne, von denen aus das Gestein eine immer flasrigere Struktur und gleichzeitig eine bestimmtere Farbe annimmt.«²⁴⁾ Solche Granite könnten daher auch *Kernmassingranite* benannt werden.

Die Gneissgranite von Südostschweden.

Nach dieser Erörterung der sog. Gneissgranite von Südwestschweden wollen wir *die Gneissgranite der südöstlichen Gebiete des Reiches* näher betrachten.

Im östlichen Blekinge nimmt der Gneissgranit ein ziemlich bedeutendes Gebiet ein. Es enthält sowohl einen massigen Granit (»Urgranit«),

als auch einen stark geschieferten Gneissgranit, die in einander übergehen. Rücksichtlich der Zusammensetzung lassen sich zwei Typen unterscheiden: teils grauer hornblendeführender »Urgranit« und »Granitgneiss«, teils roter »Granitgneiss«. Der rote Granitgneiss ist »manchmal deutlich schieferig, gewöhnlich mit langgestreckten, augenähnlichen Feldspatbildungen, die an einigen Stellen so sehr ausgedehnt sind, dass sie zu dünnen roten Bändern werden.«⁹⁹⁾

Auf der Insel Tjurkö in den Schären von Karlskrona tritt der rote Granitgneiss mit einem feinkörnigen grauen Hälleflintgneiss¹ zusammen auf. Der *Granitgneiss* ist durch eine sehr charakteristische Struktur ausgezeichnet. Es ist dies ein ziemlich grobgranuliertes, (also klein- und gleichkörniges) gestreift parallelstruiertes Gestein von der Zusammensetzung des einfachen Quarz-Feldspatgranits. Die ursprüngliche grobkörnige Struktur des Granits verrät sich durch die Anordnung der Gemengteile in der deformierten und granulierten Masse. Der blassrote klare Kalifeldspat bildet nämlich mit einer kleineren Menge weisser oder gelblicher Plagioklaskörner linsenförmige oder mehr abgeplattete Anhäufungen, die in der Mitte häufig ein oder mehrere subparallel gestellte grössere Körner enthalten und von verästelten Lamellen aus körnigem Quarz umgeben sind. Die Quarzkörner haben dann eine braunschwarze oder graue Farbe, wie in den nur schwach metamorphosierten Graniten, und scheinen folglich weniger als die Feldspate beeinflusst, was sonst in der Regel nicht der Fall ist.²

Der rote Granitgneiss des Küstengebiets ist in diesem Falle als ein Granit zu bezeichnen, der sekundär das Korn des Järngneisses, wenn auch keine völlig typische Järngneissstruktur, erhalten hat. Eine andere Abweichung von den Strukturverhältnissen der »Järngneiss«-Formation ist der Gegensatz, der hinsichtlich der Korngrösse zwischen diesem sog. Granitgneiss und dem angrenzenden, feinkörnigen Hälleflintgneiss besteht ein Kontrast, der mit den Verhältnissen des Grundgebirges von Ostschweden besser übereinstimmt. Leider liegen keine Analysen der roten Granitgneisse vor. Dagegen sind von dem grauen Urgranit zwei Analysen ausgeführt worden:

136. Grauer, mittelkörniger Granit. Östlich von Flakulla, Kirchspiel Jemjö, Blatt Karlskrona. Analyse von H. SANTESSON. In Handstücken sieht dieses Gestein wie ein grauer, flaseriger Biotitgranit mit granuliertem Feldspat und braungrauem, nicht zermalmtem Quarz aus.

137. Grauer Gneissgranit. Fabbemåla, Kirchspiel Ramdala, Blatt Karlskrona. Analyse von H. SANTESSON. Dieses Gestein hat eine flasrige Schieferung und ist reich an Plagioklas und Quarz. Der Kalifeldspat bildet Kristallkörner von 6 à 7, zuweilen bis zu 20 mm. Grösse. Der Quarz

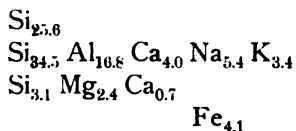
¹ Auf der Karte als "grauer Gneiss" bezeichnet.

² Ein ähnlicher Fall der Umbildung ist aus den westlichen Zonen des Järngneisses, nämlich aus Warberg, bekannt. (Vergl. Seite 217, Fig. 34).

ist zum Teil granuliert, aber es giebt auch einheitliche Körner von dunkler Farbe.

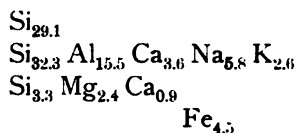
Aus diesen beiden Analysen wurden folgende Atomgruppierungen berechnet:

136.



$$S = 0.41.$$

137.



$$S = 0.45.$$

Die beiden, sehr nahe übereinstimmenden Analysen rühren von Proben her, die in 5 km. Entfernung von einander abgeschlagen wurden. Wegen der chemischen Zusammensetzung stellt sich dieser graue Gneissgranit unter die sog. basischen Granite. Der Granit von Flakulla (136) ist auch im Felde als grauer Wexiögranit bezeichnet worden. Noch sind bis jetzt keine geologischen Gründe für die Trennung dieser metamorphischen Granite von den Wexiögraniten vorgebracht worden.

Die Hauptmasse des *Berggrundes von Småland* ist nach der geologischen Übersichtskarte (von 1901) aus der Granit- und Hälleflintgneiss-Porphyr-Formation zusammengesetzt. Erst bei Westervik fängt an der Küste die Gneissformation wieder an. Auf älteren Karten sind aber einige Gesteine als Gneiss, Granitgneiss und Gneissgranit bezeichnet, die sich später als gepresste Granite mit den Graniten des »jüngeren« Grundgebirges zusammenhörig erwiesen haben. Auf dem neulich (1904) veröffentlichten Blatt Oskarshamn ist jedoch eine Zone von Gneissgraniten eingetragen. Nach der Blattbeschreibung tritt hier als Hauptgestein ein »klein- bis mittelkörniger, öfters grauer Gneissgranit« auf. Er enthält Hornblende und ausserdem oft eine Menge grösserer und kleinerer »basischer Ausscheidungen«. Er wird von Augengranit durchbrochen und von Wirbgranit umschlossen und erweist sich also als älter als diese

intermediären und einfachen Granite. Ein Beweis dafür, dass dieser Gneissgranit älter als die Porphyrhäleflintgneissformation wäre, ist nicht erbracht worden. Offenbar ist derselbe nur eine schiefrige, basische Modifikation des Wexiögranits, der wie gewöhnlich von den einfacher zusammengesetzten (»saureren«) Typen durchdrungen ist.

Gleich nördlich von Westerwik wird das Grundgebirge von kräftig entwickelten, metamorphischen Zonen überquert. Sie haben anfänglich eine nordwest—südöstliche Richtung und reichen von der Küste, wo sie am breitesten sind, bis in die Mitte von *Östergötland*, wo sie auskeilen. Nördlich von Westerwik geht die Streichungsrichtung in eine mehr ost—westliche über, und im südlichen Södermanland ist sie beinahe ganz ost—westlich. In diesem grossen Gneissgebiet, dem *östschedischen*, wiederholen sich dieselben Erscheinungen, die wir bei der Beschreibung der regionalmetamorphischen Bildungen von Südwestschweden kennen gelernt haben. Sowohl Zermalmungsstrukturen als auch solche Deformationen, die mit durchgreifenden Umkristallisationen verbunden sind, und alle Grade dieser Strukturen finden sich auch in dem östschedischen Gneissgebiet.

Das vor kurzem veröffentlichte (1904) geologische Blatt Loftahammar zeigt in einem verhältnismässig kleinen Gebiet eine grosse Menge dieser Wechslungen, und mehrere von denselben sind in der Blattbeschreibung ausführlich geschildert.¹¹⁸⁾ Wir treffen hier die hälleflintähnlichen oder felsitartigen Zermalmungsgesteine unter der Bezeichnung »Gnuggstenar« (Reibungsgesteine) wieder, Augengneisse von mehreren Arten, darunter auch den Kroppefälltypus, granulierte Augengneisse und »Järngneiss«-artige, sog. gleichkörnige »Gneissgranite«. Metamorphische Relikten treten in gewissen Teilen des ausgedehnten Gneissgranitmassivs in spärlicher Menge auf. In den weniger stark gepressten Teilen des Gebietes kommen saure Augengranite und feinkörnige Granite vor. Die Hauptmasse der granitischen Gesteine des Loftahammarblattes zeigt aber augengneissgranitische Ausbildung. Die Zusammensetzung dieses Loftahammargranits schwankt. Nach der Blattbeschreibung ist er hauptsächlich ein »ziemlich basisches Gestein« — eine Analyse ist nicht ausgeführt — und auch hornblendeführend.

Ein einfach zusammengesetzter Quarz-Feldspat-Granit kommt auch im Loftahammarmassiv, besonders in der Nähe des quarzitartigen Hälleflintgneisses vor. Für die Auffassung, dass der Loftahammargranit jünger als die Hälleflintgneissformation sei, spricht ausser der genannten Erscheinung auch das Vorkommen von zahlreichen Einschlüssen von Quarzit von wechselnden Grössen und Formen und ausserdem die petrographische Übereinstimmung, die zwischen gewissen Varietäten des Loftahammargranits und den gangförmig im Hälleflintgneiss auftretenden Augengraniten besteht. Der »basische« Loftahammargranit sowie die saureren, durchbrechenden Granite bilden eine Granitserie, die dieselbe Natur und die gleiche Eruptionsfolge — von mehr basischen bis zu immer saureren Gra-

niten — hat, wie die in mehreren anderen Gebieten des schwedischen Grundgebirges gewöhnliche.¹

In der nordwestlichen Streichungsrichtung der Loftahammarzone liegt das *Åtvidaberg--Bersbogebiet*, ein berühmtes Kupfererzrevier, das auch durch die geologische Beschreibung TÖRNEBOHM³³⁾ bekannt geworden ist. Die petrographischen und geologischen Züge des Grundgebirges sind in mehreren Hinsichten hier ähnlich entwickelt wie im Loftahammargebiet. Die Schieferung ist sehr kräftig und das Streichen verläuft wie bei Loftahammar in nordwestlicher Richtung. TÖRNEBOHM unterscheidet drei Granite von verschiedenem Alter. Von denselben sind der deutlich durchbrechende, feinkörnige Ristengranit und der grobkörnige, hornblendeführende sog. Filipstadgranit schon erwähnt worden. Die Gesteine, welche TÖRNEBOHM unter den Namen Granitgneiss und Urgranit ausgeschieden hat, sind sowohl der Zusammensetzung als der Struktur nach sehr wechselnd. Sie treten als langgestreckte Massive oder Zonen auf, die von den feinschieferigen Gesteinen der Hälleflintgneissformation konkordant eingeschlossen oder begrenzt sind. Die massigen Partien der Urgranite haben oft linsenähnliche Form. Die Granitgneisse sind teils rot teils grau. Immer führen sie Plagioklas und oft auch Hornblende. Die Struktur ist bisweilen völlig massig, gewöhnlich aber flasrig und kann in eine ausgeprägte Schieferung übergehen. Von grossem Interesse ist TÖRNEBOHMS Beschreibung des zerfallenen Korns der mittelgroben Granitgneisse, infolgedessen sie tatsächlich feinkörnige Gesteine sind, wiewohl sie in Handstücken als mittelgrobe Gesteine aussehen können.

Diese Granitgneisse gehen nach TÖRNEBOHM in järnagneisähnliche Gesteine über. In der Beschreibung fehlt es aber an Angaben über das Verhältnis des Urgranits zum Filipstadgranit im Felde. Den feinschieferigen Gesteinen gegenüber verhält sich der Filipstadgranit gewissermassen wie der Urgranit. Dieselben streichen häufig der Begrenzung der Massive parallel und nach diesen Begrenzungs- oder Kontaktlinien hin nimmt die Schieferung des Filipstadgranits dann auch zu.

Hälleflintgneisse und sog. Granitgneisse treten an der Ostseeküste nördlich von Westerwik als immer mehr ununterbrochene Massen auf. Die Granitzone zieht sich dabei immer mehr nach Westen und erreicht am Nordende des Wettersees die Verbindung mit der Granitzone von Ostwermland. *Am Bråwik*, in den Grenzgebieten zwischen den Graniten und Paragneissen findet man mehrmals Gelegenheit, den Zusammenhang zwischen den sog. jün-

¹ GAVELIN hält jedoch den Loftahammargranit für "wahrscheinlich älter als die Hälleflintgneisse", ¹¹⁵⁾ eine Ansicht, die meiner Meinung nach den Tatsachen widerspricht. ^{114, 116.}

geren Graniten (Örebrogranit, Filipstadgranit etc.), den Gneissgraniten und »Järgneis«-artigen Gesteinen zu studieren. Die geologischen Blätter Stafsjö, Norrköping und Finspång geben eine bedeutende Anzahl in dieser Hinsicht interessanter Tatsachen und heben auch die Schwierigkeit hervor, zwischen den Gneissgraniten und den jüngeren groben oder mittelkörnigen Graniten zu unterscheiden.

Im *südwestlichen Södermanland* und im südlichen Nerike kommen ebenfalls Massive von »Örebrogranit« vor. Sie werden von Gneissgranit und Gneiss begrenzt. Übergänge zwischen diesen Graniten und Gneiss sind beobachtet worden. So beschreibt M. STOLPE in den Erläuterungen zum Blatt Tjällmo (1881), dass der Örebrogranit bei der Kirche von Hällestad unmerklich in Augengneiss verändert wird. E. SIDENBLADH erwähnt zum Blatt Säfstaholm (1864) als Beispiel »der allgemeinen Übergangsformen: Gneissgranit und Granitgneiss«, dass der rötliche, nicht sehr grobkörnige Granit, der längs dem Südostufer des Hjälmarsees im Kirchspiel Julita auftritt, an der Grenze des roten Gneisses »eine flaserige Struktur annimmt, während der hinzutretende rote Gneiss sich seinerseits als granitartig erweist«. In der Beschreibung des Gebirgsgrundes von Nerike sagt A. BLOMBERG,¹⁹⁾ dass ein völlig typischer grober Granit durch strukturelle Umwandlung in granitischen Augengneiss übergeht. Dieser enthält Feldspat teils als grössere Kristalle, sog. Augen, nicht selten Zwillinge, teils als Mandeln oder linsenförmige oder beinahe gerundete Drüsen oder Knollen. In nahem Zusammenhang mit feinschieferigem rotem Augengneiss treten feinkörnige magnetitführende rote Gneisse auf, für die die Bezeichnung »Järgneis« sehr zutreffend ist.

Als Granit der jüngeren Abteilung des Grundgebirges bezeichnet BLOMBERG auch das Massiv aus grobem grauem Granit, das westlich von dem See Sottern in *Ostnerike* vorkommt. *Dieser Granit geht allmählich in den umgebenden Gneiss über.*

Wie schon mehrmals gesagt worden ist, sind die Granite von *Upland*, *Westmanland* und *Nerike* in den peripherischen Teilen der Massive gewöhnlich gneissartig, d. h. schieferig, entwickelt. Zuerst bezeichnete auch TÖRNEBOHM die meisten dieser Granite als Urgranit und Gneissgranit. In der »Geognost. Öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag«²⁰⁾ wurden sie zur jüngeren Abteilung der Urformation gezählt und auch in späteren Publikationen ist diese Auffassung mit einigen kleineren Veränderungen behalten worden. Daher wird nur ein kleiner Teil der oft in sehr hohem Grade deformierten granitischen Gneisse dieser Provinzen zu der »älteren Abteilung der Urformation« (den sog. Urgraniten) gerechnet.

Hierher gehören nach der Übersichtskarte von 1901 hauptsächlich nur einige kleinere Massive in Westmanland und Süddalarne, die noch nicht näher untersucht worden sind.

Eines von diesen Massiven ist das *Granitmassiv am See Rossvälen*, südlich der Gruben von Håkansboda in Westmanland. Dasselbe ist 1881 als Urgranit (Gneissgranit), 1883 als jüngerer Urgranit, 1901 als älterer Urgranit und schliesslich 1902 als feinkörniger, jüngerer Granit bezeichnet worden. Nach den geologischen Blattbeschreibungen ist der Granit am Rossvälen von einem mittelkörnigen bis grobkristallinen »Örebrogranit«, der auch flaserig-schieferig sein kann und Einschlüsse von gelagerten Gesteinen enthält, gebildet.¹⁰⁸⁾ Offenbar ist also der Granit am Rossvälen mit den »Örebrograniten« gleichzustellen. Es ist aber vorläufig noch unentschieden, ob derselbe die einfache Quarz-Feldspat-Zusammensetzung des Fellingsbrogranits hat oder sich wegen seines Gehaltes an dunklen Mineralen den Filipstadgraniten anschliesst.

Die *Urgranitmassive von Uttersberg und Baggå* bestehen auch aus rotem, mittel- bis grobkörnigem Gneissgranit. In der Regel kann dieser Granit nicht gegen den roten Gneiss abgegrenzt werden.²⁰⁾ Dem Nordufer des Hjälmarsees parallel streicht eine Zone nahe zusammengehörender roter Gneisse und Gneissgranite. Die massigen Gesteine dieser Zone sind auf den geologischen Blättern Arboga und Örebro als Örebrogranit, von TÖRNEBOHM dagegen als Urgranit und Gneissgranit bezeichnet. TÖRNEBOHM betont den unmerklichen Übergang zwischen rotem Gneissgranit und rotem Gneiss und zwischen letzterem und stark parallelstruierten »Järngneis«-artigen Gesteinen.

In *Norbergs Bergslag* besteht der Gebirgsgrund zum grossen Teil aus Gneissgraniten. Das Norberger Eisenerzfeld, das im Nordosten von Westmanland liegt, ist durch die Karte und die geologische Beschreibung TÖRNEBOHMS näher bekannt geworden.¹⁰⁾ In neuerer Zeit ist eine ausführlichere Kartierung des Gebietes von V. PETERSSON bewerkstelligt worden.⁹⁷⁾

Die Angaben über die Beschaffenheit der Gesteine des Norberggebietes sind jedoch unzureichend, und eine sichere Auffassung von der Stellung der Gneissgranite zu den Graniten und Gneissgraniten der benachbarten Gebiete ist noch nicht zu erlangen. Sowohl rote als auch graue Gneissgranite kommen vor. Im Liegenden der steil nach Westen fallenden eisenerzführenden Hälleflintgneissserie steht ein roter Gneissgranit an. Dieser ist im allgemeinen mittel- oder ziemlich grobkörnig und massig, wird aber nahe an den Schiefen feinkörnig und dann auch oft sehr flaserig. In seiner Streichung weiter nach Osten geht dieser Gneissgranit in immer mehr parallelstruierte gneissige Formen über.

Grauer, grober Gneissgranit bildet ein linsenähnliches Massiv nordwestlich von dem Erzfelde und wird konkordant von Hälleflintgneissen umgeben. Grober, roter Gneissgranit tritt im Nordwesten, die Schieferserie diesseits begrenzend, auf.

Die Kontaktverhältnisse der Gneissgranite und der Schiefer sind noch nicht endgültig erklärt worden. TÖRNEBOHM fasst jedoch den roten Gneissgranit in dem Liegenden des Feldes (im Osten) als die Bodenlage der Schieferserie auf. Dieser Auffassung widerspricht aber die von TÖRNEBOHM selber gemachte Beobachtung, dass der Gneissgranit die Schiefer schräg über ihrem Streichen abschneidet und in der Nähe derselben feinkörniger wird.

So lange die Bedeutung der tektonischen Züge des Norbergfeldes nicht beurteilt werden kann, können auch nicht die beobachteten Kontaktverhältnisse endgültig erklärt werden. Hier sei nur bemerkt, dass die Gesteine des Norbergfeldes in hohem Grade durch Quetschungsstrukturen gekennzeichnet sind. Die Hälleflintgneisse sind grösstenteils dichte Schiefer. Der graue Granit im Nordosten vom See Ungen gleicht einem zerdrückten Arnögranit. Der rote Gneissgranit unmittelbar im Osten von Norberg hat makroskopisch die charakteristische, verschleierte Körnigkeit, die nach TÖRNEBOHM den Jerbogneiss von Dalsland auszeichnet und, wie ein näheres Studium der Mikrostruktur gelehrt hat, durch Zerdrücken und beginnende Umkristallisierung entstanden ist. Dieser rote Gneissgranit setzt sich in dem geologischen Kartenblatt Engelsberg fort und ist hier als roter, mehr oder weniger granitartiger Gneiss bezeichnet worden. Er erscheint als roter, bisweilen grobkörniger, öfters aber ziemlich feinkörniger Granit und ähnelt nach den Blätterläuterungen sehr dem im Süden anstehenden roten sog. Stockholmgranit,¹ gegen den er auch »eine unregelmässige und schwerbestimmbare Grenze hat«.

Ein *jüngerer aplitartiger Granit* tritt im Norberggebiet mit *Pegmatit* zusammen auf. Derselbe durchsetzt als zahlreiche Gänge die Gneisse, Granite und Hälleflintgneisse.

Übergänge zwischen Gneissgranit und Gneiss sind von TÖRNEBOHM auch an anderen Gneissgranitmassiven in Westmanland und im Süden von Dalarne beobachtet worden.

Bei *Falun* kommen sowohl ein roter Gneissgranit, der nach TÖRNEBOHM⁶⁶) zu der älteren Abteilung des Grundgebirges gehört, als auch Granite, die jünger als die Hälleflintgneissformation sind, vor.

Ersterer ist blassrot, ziemlich quarzreich, mittelgroß und wenig schieferig. Die Granite sind zweierlei Art, nämlich teils ein oligoklasführender, grauer Biotitgranit von mittelgroßer Körnigkeit und flaseriger Struktur, teils ein rötlicher, feinkörniger, glimmerarmer Granit, der in kleineren Mengen als jener auftritt. Der Oligoklasgranit ist reich an Einschlüssen von Granulit, grauem Gneiss und Diorit. Dagegen werden in der Beschreibung keine Einschlüsse von Gneissgranit im Oligoklasgranit angegeben, wiewohl ersterer auch zu der nächsten Umgebung des letzteren

¹ Es muss bemerkt werden, dass der Namen Stockholmgranit hier in demselben Sinn angewandt worden ist, wie er von Anfang an von der schwedischen geol. Landesuntersuchung gebraucht wurde, nämlich für alle solche Granite des Grundgebirges, die reich an Einschlüssen anderer Gesteine waren.

gehört und nach der Auffassung TÖRNEBOHMS als ein älteres Gestein anzusehen ist.

Nach der Übersichtskarte kommen in *Upland* keine der »älteren Gneissabteilung« zugehörnde Granite vor. Diese Auffassung stimmt mit TÖRNEBOHMS Darstellung vom Jahre 1883²⁸⁾ überein. In seinem Werke »Mell. Sveriges Bergslag«²⁹⁾ (1880—1882) hatte TÖRNEBOHM dagegen die Granite und Gneissgranite von Upland dem älteren Grundgebirge zugeteilt. Diese Darstellung TÖRNEBOHMS war durch den stratigraphischen Vergleich zwischen den Gruppen der östlichen und der westlichen Teile des schwedischen Grundgebirges bedingt. Untersuchungen über die Granit—Häelleflintkontakte in Upland zeigte aber, dass die Granite und die mit ihnen durch Übergänge verbundenen Gneissgranite und Gneisse für jünger als die Porphy—Häelleflintgneissformation anzusehen sind.

Die petrographische Entwicklung der Gneissgranite von Upland ist jedoch im wesentlichen von derjenigen der Gneissgranite anderer Teile des Grundgebirges nicht verschieden. Das geologische Auftreten bietet auch mehrfache Übereinstimmungen. Oft treten die massigen Granite von Upland, z. B. der Arnögranit, als *Kernmassive, d. h. typische massige Relikten* in stark metamorphischen Regionen auf.

Gneissgranite im Norrland.

Über das Vorkommen und das Verhalten der Gneissgranite im Norrland ist verhältnismässig wenig bekannt.

In *Gestrikland* und *Helsingland* kommen diese Gesteine reichlich und sehr verschiedenartig vor. Es sind zum grossen Teil rote und graue Augengneisse.⁷⁶⁾¹

Der Augengranit von Jemtland (Refsundgranit), der als ein durchbrechender, mit dem Stockholmgranit gleichgestellter Granit aufgefasst worden ist, nimmt noch HÖGBOM in einigen Gebieten eine ausgeprägt gneissgranitische Ausbildung an.⁷³⁾ Hierdurch entstehen typische, sehr grobkörnige *Augengneisse*.

Das grosse Gebiet von Urganit, das nach der geologischen Übersichtskarte im Osten von Jemtland zu beiden Seiten des Indalsflusses vorhanden ist, ist nach HÖGBOM von einem Granit gebildet, der mit dem Refsundgranit und mit darin eingemengten glimmerreichen, feinkörnigen Gneissen zusammengehört.

¹ In der Umgegend von Holmsveden hat der Verf. einen grauen Gneissgranit beobachtet, der als schöner Augengneiss von fast protogingneissartigem Aussehen ausgebildet war.

Auf der genannten Übersichtskarte sind einige in der Hochgebirgsformation auftretende, stark schieferige Augengneisse auch mit der Farbe der Urgranite bezeichnet. TÖRNEBOHM benutzt für dieselben aber die Farbe des Augengranits⁷⁹⁾ d. h. er führt sie zu den jüngeren Urgraniten, ein Verfahren, für das auch petrographische Gründe sprechen.

Das grosse Gebiet in *Medelpad* und *Ångermanland*, das auf der Übersichtskarte als älterer Urgranit bezeichnet ist, besteht nach LUND-BOHM aus Gneiss und typischem Granit, die innig miteinander vermenget sind.⁸⁷⁾ Der Gneiss dieses Gemisches ist ein grauer Gneiss, der in Hälleflintgneiss übergeht. Der Granit ist zum Teil feinkörnig und grau, dem Stockholmgranit ähnlich. Ausserdem kommen eigentümliche schwerbestimmbare Mischformen von Granit und Gneiss sog. *Hernögneiss* und *Hernögranit*, vor.¹ Ausgesprochen metamorphische Charaktere zeichnen die



Fig. 36. Augengneissgranit. (Deformirter Refsundgranit). Aut. von einem Handstück.

Gesteine dieser Gebieten aus. *Augengneisse* kommen unter diesen Gesteinen vor, und in den westlichsten Gebieten von *Medelpad* sind auch »*järngneis*«-artige Gesteine beobachtet worden.

Von der Beschaffenheit der Urgranitgesteine, die das Schieferfeld nordwestlich von *Skellefteå* (das *Skelleftefeld*) nach Süden hin begrenzen, sind bis jetzt keine Berichte veröffentlicht worden.

Das Urgranitfeld an der finnischen Grenze längs dem Torneelf ist ebenfalls wenig bekannt.

¹ Schwerbestimmbare Mischformen von Granit und Paragneiss kommen auch in den Schären von Stockholm vor. Sie erscheinen als innige Intrusion von Granit in Gneiss und können auch den Charakter vollständiger Verschmelzungsprodukte der beiden Gesteine mit einer beträchtlichen Zumischung pegmatitischen Materials tragen. Ausserdem sind schlierige und stark gefaltete Schieferungsformen für diese Mischgesteine charakteristisch. Sie sind wohl durch intensive *injektions-* und *digestionsmetamorphische* Vorgänge entstanden. Auch in den Küstengebieten von Bohuslän hat das Grundgebirge teilweise eine ähnlich komplizierte Zusammensetzung.

Gneissgranitische und auch »*järngneis*«-artige Gesteine nehmen in einigen Gebieten von *Westerbotten* und *Norrbotten* an der Zusammensetzung des Gebirgsgrundes teil. Dieselben werden z. B. von D. HUMMEL¹⁵⁾ und F. SVENONIUS^{61, 18)} erwähnt. Letzterer berichtet über das Vorkommen *roter, grober Gneisse* und *Järngneisse* im Flussgebiet des Lilla Luleelf zwischen Kvikkjokk und Jokkmokk. Diese Gesteine sind hier auch von mir nebst rotem, mittelkörnigen Granit beobachtet worden.⁹⁴⁾ Die järngneissartigen Granite ähneln denjenigen, die gewöhnlich mit stark metamorphosierten Graniten zusammengehören.

Die Gesteine, welche die Eisenerze von Gellivara umgeben und wegen ihrer Strukturbeschaffenheit oft als »Järngneis« bezeichnet worden sind, gehören dagegen unzweifelhaft zu den ächten Hälleflintgneissen. Dem »Järngneis« von Malmberget entsprechen also diejenigen sog. Järngneisse, die von E. ERDMANN, BÄCKSTRÖM und HEISTRÖM in Südschweden als Hälleflintgneisse erkannt worden sind.

Übersicht von der Petrographie der schwedischen Granite.

I. Die chemischen Hauptzüge.

In der Tabelle sind die in dieser Arbeit erwähnten chemischen Analysen zusammengeführt. Dabei ist dieselbe Reihenfolge, wie in der obigen Beschreibung beobachtet worden, d. h. die Gesteine sind 1) nach ihrem auf der geologischen Übersichtskarte von dem Gebirgsgrund Schwedens vom Jahre 1901 angenommenen Alter und 2) in kleineren, den einzelnen Gebieten von Süden nach Norden entsprechenden Gruppen geordnet. Ausser den Prozentzahlen sind auch die berechneten Metallatomzahlen in Prozenten und kurze Angaben über die petrographische Beschaffenheit und die Fundorte der analysierten Proben angeführt. Die *Tafel 8a* veranschaulicht durch das Dreieck von *Osann* graphisch das Verhältnis zwischen der Anzahl von Kalium-, Natrium- und Calciumatomen einer Gewichtsmenge der analysierten Granitproben. Die Analysen sind hier und in den folgenden Tabellen in drei Gruppen geteilt, nämlich: I) *Eigentliche Granite oder Granite von einfachster Zusammensetzung*, II) *Intermediäre Granite oder Oligoklasgranite*, die ziemlich kalkhaltig sind und auch nicht unbedeutende Mengen dunkler Mineralen führen, III) *Mischgranite*, die reichlichere Mengen eingemengter Ca-, Mg- und Fe-silikaten enthalten.

In der Gruppe I liegt die Mehrzahl der Analysenorte in dem K-Na-Teil des Dreiecks, d. h. das Kalium ist bei diesen Graniten das vorherrschende Alkalimetall. In demselben Teil des Dreiecks sind auch die meisten Analysenorte der Granite angehäuft. Die Hauptmenge der Analysenorte für

K, Na und Ca der einfach zusammengesetzten Granite liegt jedoch in einer Zone, die in kurzem Abstand der Basis des Analysendreiecks parallel verläuft. Diese Gruppe von Analysen repräsentiert solche Alkalifeldspat—Quarzgranite, in denen das Verhältnis der Anzahl der Kalium- und Natrium-atome zwischen ungefähr K_2Na und KNa_2 schwankt und die Atomzahl von Ca immer sehr klein ist, und zwar nur $1/15—1/10$ der Summe sämtlicher Alkalimetallatome.

Ausserhalb dieser Gruppe ($K_2Na—KNa_2$) von 19 analysierten Graniten liegen einige andere, die hinsichtlich des Verhältnisses $K:Na:Ca$ extreme und ungewöhnliche Zusammensetzungen haben, wie die Analyse 35 des Stockholmgranits von Ensta, der mit den Proportionen $K_{9.6}Na_{1.6}Ca_{0.7}$ auf dem äussersten Kaliflügel unter den extrem kalireichen Stockholmgraniten steht. Diesem gegenüber steht auf dem Na-Flügel die Analyse 15 des Albitmikropegmatits von »Gubben» im Rödögebiet, der (ebenfalls in 100 Metallatomen) die Proportionen $K_{1.2}Na_{10.6}Ca_{0.6}$ zeigt.

Das Minimum an Ca-Gehalt ist durch zehn näher an der Basis des Dreiecks gelegenen Analysenorte vertreten. Den niedrigsten Kalkgehalt zeigt die Analyse 81 mit den Proportionen $K_{7.0}Na_{6.2}Ca_{0.4}$. Damit stimmt in dieser Hinsicht 133 mit den Proportionen $K_{8.0}Na_{3.6}Ca_{0.4}$ nahe überein.

Granite mit den Atomzahlen 2,3—2,7 für Ca bilden eine zahlreiche Gruppe, deren Analysenorte der Zone der einfachsten Graniten parallel, aber *überwiegend an der Natriumseite der Höhenlinie des Dreiecks* geordnet liegen.

Noch eine dritte Brücke¹ zwischen der Kalium- und der Natriumseite tritt in der Verteilung der Analysenorten hervor, nämlich für solche Granite, deren Metallatomzahl für Ca den Wert 3,5 % übersteigt. Sie liegen fast alle an der Natriumseite mit den Proportionen von ungefähr $(Na, K)_2Ca_1$.

Die Kugelbildungen (37, 98) der ungleich zusammengesetzten Stockholm- und Filipstadgraniten zeigen die interessante Übereinstimmung, dass sie sich beide durch starke Anreicherung von Na_2Ca (und Abnehmen des K-Gehaltes) von dem umgebenden Granit unterscheiden.

Auch um das Verhältnis der in den Graniten vorhandenen Mengen von Fe, Mg und Ca zu veranschaulichen, ist das Analysendreieck angewandt worden. *Taf. 8b*. Nur in einem Falle (Analyse 19) zeigte die Atomzahl von Mg einen höheren Wert als die Fe- und Ca-Zahlen. Im einigen wenigen Fällen ist die Mg-Zahl grösser als die Zahl von Fe. $1/7$ der ange-

¹ In dem ersten Bericht meiner Untersuchungen über die chemischen Gleichgewichtslagen in der Granitgruppe wurde das Vorhandensein einer Grenze für den Na-Gehalt, die das Granitmagma nur sprunghaft überschreiten sollte, angegeben. Seitdem aber das Untersuchungsmaterial mehr als verdoppelt worden ist, hat es sich gezeigt, dass sich drei »Brücken« von der Kaliumseite, wo die meisten Granitanalysenorte angehäuft liegen, bis an die Natriumseite hinaus erstrecken.

fürhten Granitanalysen folgen der Regel $\text{Ca} > \text{Fe} > \text{Mg}$. *Die bei weitem überwiegende Mehrzahl der Granitanalysen zeigt $\text{Fe} > \text{Ca} > \text{Mg}$.* Eine Diskussion dieser Erscheinungen scheint mir ohne vorherige Untersuchung über die Schwankungen des Oxydationsgrades des Eisens und ohne nähere Kenntnis von der Rolle des Kalkes nicht geführt werden zu können.

Die Atomzahlen von Ca, Fe und Mg zeigen, dass die beiden letzteren im allgemeinen mit der Zahl von Ca anwachsen. Die oligoklas- und andesinführenden Granite sind es denn auch, die die grösseren Mengen dunkler Minerale enthalten. Die relative Anzahl der Ca-Atome bildet daher einen brauchbaren Messer des Grades der »*Basizität*» oder besser der *Komplexität* in der Zusammensetzung der Granite. Diese Komplexität kann aber sehr verschieden entwickelt sein.

In dem graphischen Schema der *Tafel 8 c* ist der Versuch einer übersichtlichen Darstellung der wichtigsten chemischen Wechselungen der Granite gemacht worden. Die Analysenorte sind in ein rechtwinkeliges Koordinatensystem eingetragen, in dem die Abscisse das Verhältnis der Anzahl der Ca-Atome zu den Atomen $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$; und die Ordinate das Verhältnis der Si-Atome des ausgeschiedenen Quarzes zu den Si-Atomen der Summe Feldspat + Quarz angeben.¹

Hieraus geht hervor, dass bei den einfach zusammengesetzten Graniten s dem Wert 0,50 sehr nahe kommt und bei den kalkärmsten diese Zahl eben erreicht. Die meisten dieser einfach zusammengesetzten Granite enthalten also Quarz und Feldspat in solchen Mengen, dass *beinahe die Hälfte der Si-Atome zu dem freien Quarz und die andere Hälfte zum Feldspat gehören.*

Ausserdem giebt es aber eine Gruppe Analysenorte, die bei den Werten $s = 0,31 - 0,35$ gesammelt worden sind. Sie deuten das Vorhandensein der Gleichgewichtslage zwischen Quarz und Feldspat an, *in der beinahe $\frac{1}{3}$ der ganzen Anzahl Si-Atome zu dem ausgeschiedenen Quarz und $\frac{2}{3}$ zum Feldspat gehören.*

Schliesslich wird auch *ein Maximum des Wertes, $s = 0,68$, der quarzreichsten Granite angedeutet, was anzugeben scheint, dass in der magmatischen Quarz-Feldspatmischung bis zu $\frac{2}{3}$ sämtlicher Si-Atome zu dem ausgeschiedenen Quarz und nur $\frac{1}{3}$ zum Feldspat gehören können*, ohne dass dabei der homogene Granitcharakter des Gesteins verloren geht. Unter der Voraussetzung, dass die Moleküle des Quarzes und des Feldspats gleich viele Atome Kieselsäure enthalten, könnten also folgende chemische Haupttypen der einfachen Granite aufgestellt werden:

- I: 1 Alkalifeldspat + 2 Quarz ($\text{AkSi}_3 + 2 \text{Si}_3$) — *Oberer Grenztypus.*
 II: 1 » + 1 » ($\text{AkSi}_3 + \text{Si}_3$) — *Normalgranittypus.*
 III: 2 » + 1 » ($2 \text{AkSi}_3 + \text{Si}_3$) — *Unterer Grenztypus.*

¹ Die so erhaltenen Ordinatenwerte (s) weichen von dem Aciditätskoeffizienten (S) bei den einfach zusammengesetzten Graniten immer sehr wenig und auch bei den komplexen Graniten meistens nicht bedeutend ab.

Die Tabelle zeigt, dass die Hauptmenge der Analysenorte der *einfach zusammengesetzten Granite* zwischen den Werten 0,4—0,5 von s liegen. Eine fast allein herrschende Grundverbindung von dem Typus II scheint also bei diesen Graniten regelmässig aufzutreten. Es ist dies in chemischer Hinsicht der *eigentliche Granit*, der in den mannigfachsten strukturellen Formen und in den verschiedensten geologischen Verhältnissen auftreten kann. Diesem Typus schliessen sich die beiden anderen Granittypen, oft als endogen kontaktmetamorphe Gesteine, an.

Mit zunehmendem Gehalt an Ca sinkt der Wert von s durchschnittlich bei allen Graniten. Grosse Schwankungen machen sich aber hier wegen des Vorhandenseins von sehr quarzreichen Typen unter den *Mischgraniten* bemerkt. Besonders sind darunter die Quarzmonzonite (Adamellite), nämlich quarzreiche und zugleich durch Plagioklas und dunkle Minerale ausgezeichnete Granitgesteine mit einbegriffen. Die Löslichkeit des Quarzes in einer magmatischen Mischung aller drei Feldspate in ungefähr gleichen Molekularproportionen ($\text{Ca}=\text{Na}=\text{K}$) geht deutlich aus den Lagen der Analysenorte der Upsalagranite hervor. Wahrscheinlich ist diese Löslichkeit auch die Ursache von der Verbreitung der Analysenorten nach dieser Seite des graphischen Schemas.

Sonst spricht die Anordnung der Punkte dafür, dass der Quarzgehalt schnell sinkt, wenn der Ca-Gehalt steigt. Die granitische Mischung $\text{AkSi}_3 + \text{Si}_3$ wird dabei mit den Syenit- und Grünsteinmagmen gemengt, in denen die Feldspatsubstanzen mit Silikaten der zweiwertigen Metallen Ca, Mg und Fe kombiniert sind. Nur die reinen Quarz-Feldspatgranite entsprechen also annähernd der Formel $\text{AkSi}_3 + \text{Si}_3$. Mit steigendem Kalkgehalt, womit auch regelmässig eine Zunahme der Eisenoxyde und der Magnesia erfolgt, wird das Granitmagma wahrscheinlich ein Gemenge von zwei oder mehreren in einander löslichen Lösungen, $n(\text{AkSi}_3 + \text{Si}_3) + m(\text{AkSi}_3 + x\text{CaSi}_2 + y\text{R}^{\text{II}}\text{Si})$, wobei jedoch n das Übergewicht behält.

Diese Löslichkeit des Kalkfeldspats und des Metasilikats in Alkalifeldspat dürfte die Ursache der im Schema mit wachsendem Ca-Gehalt deutlich hervortretenden, schnellen Erniedrigung der Werte von s bei den einfachsten Graniten sein, indem der granitische Kern in demselben Masse abnimmt, wie die Alkalifeldspate von den gefärbten Silikaten zur Bildung syenitischer oder dioritischer Magmen in Anspruch genommen werden.

Von grossem Interesse sind auch die Relationen der Kugelgranitbildungen des graphischen Schemas. Die Zwischenmasse des Kortfors-kugelgranits (99) schliesst sich den normalen, etwas kalkführenden Graniten an. Die Zusammensetzung der Kugel (98) nähert sich dagegen wegen der Proportionen $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}$ und des niedrigen Quarzgehaltes sehr den Monzoniten. Der Kugelgranit von Vasastaden (in Stockholm) zeigt analoge chemische Relationen zwischen dem Kern (37) und der Aussenzone (38) einer Kugel, während der umgebende Stockholmgranit (36) sich zwar wegen des hohen Kaligehalts den übrigen Stockholmgraniten

anschliesst, aber das Mischungsverhältnis $2 \text{AkSi}_3 + \text{Si}_3$ statt des bei den übrigen Stockholmgraniten gewöhnlichen $\text{AkSi}_3 + \text{Si}_3$ zeigt. In diesen Kugelgranitbildungen liegen also mehrere mögliche Silikadmischungen neben einander, aber doch scharf geschieden, was anzudeuten scheint, dass dieselben einander vor der Erstarrung des Magmas nicht haben lösen können.

Übersicht der Typen.

In den *Tafeln 10, 11 und 12* sind die wichtigsten hier behandelten Granittypen nach ihren Eigenschaften tabellarisch zusammengestellt. Die *Tabelle 10* behandelt die so gut wie nur primärstruierten Granite, d. h. die Rapakivigranite und die ihnen petrographisch gleichgestellten; die *Tabelle 11* die schwach metamorphisierten Granite, und die *Tabelle 12* die stark metamorphischen Typen. *Tab. 10* enthält auch solche Gesteine, in denen das *Maximum* (für Tiefengesteine) von *Implikationsstrukturen* vorhanden ist, da sowohl Perthit als oft auch Mikropegmatit schön ausgebildet vorkommen. In der *Tabelle 12* begegnet uns dagegen das *Minimum von Implikationserscheinungen*, der Mikropegmatit fehlt fast gänzlich, und der Perthit ist zum grössten Teil in seine Komponenten aufgelöst.

In jeder *Tabelle* sind die Granite ausserdem nach ihrer Stellung im graphischen Schema in drei *chemische Gruppen* geteilt, nämlich

- | | | |
|--|-----------------------|--|
| I. <i>Einfache Granite.</i> | Ungefährer Grenzwert: | $\frac{\text{Ca}}{\text{Na} + \text{K}} < \frac{1}{8}$ |
| II. <i>Intermediäre Granite.</i>
(Oligoklasgranite) | » » | $\frac{1}{8} < \frac{\text{Ca}}{\text{Na} + \text{K}} < \frac{1}{4}$ |
| III. <i>Komplexe Granite oder Mischgranite.</i> | » » | $\frac{\text{Ca}}{\text{Na} + \text{K}} > \frac{1}{4}$ |

Die erste Gruppe enthält die reinsten Quarz-Feldspatgranite, die nur sehr kleine Mengen dunkler Minerale enthalten. *Die zweite Gruppe* umfasst mehrere der geologisch wichtigen Granite, z. B. die Filipstadgranite, Refsundgranite, Grafversforsgranit etc., die ungefähr 2,5 à 3,5 % CaO und mässige Mengen dunkler Minerale enthalten. *Die dritte Gruppe* enthält die Übergangsformen zwischen den Graniten und den syenitischen, monzonitischen oder grünsteinartigen Gesteinen.

Die *Tabelle 11* enthält die schwach metamorphisierten und gewöhnlich, aber nicht immer, nur schwach parallelstruierten Granite, in denen noch die Erstarrungsstrukturen vorherrschen. Die Granite sind hier nach gesteigert metamorphischer Strukturentwicklung geordnet. Links sind die metamorphisch am wenigsten beeinflussten, dann die kataklastisch struierten und rechts die mehr auffallend veränderten, teilweise umkristallisierten Granite angereiht.

Die *Tabelle 12* giebt eine ähnliche Übersicht von den stark metamorphischen Graniten (hauptsächlich den sog. Gneissgraniten). Nach der

Beschaffenheit der metamorphischen Züge können auch diese in drei Gruppen eingeteilt werden, nämlich: 1) *Kataklastische*, 2) *Kristallinisches Zerfallen der Körner*, 3) *Entwicklung der metamorphischen Kristallinität*.

Die Stellung der einzelnen Granite in diesem Schema konnte natürlich oft nur annähernd angegeben werden. Mehrere Granite gehören gleichzeitig zu verschiedenen Abteilungen des Schemas.

Von grossem Interesse ist die Schwierigkeit, die wegen der *petrographischen Stellung der durchbrechenden Granite* entsteht. Dieselben zeigen nämlich eine unzweideutige strukturelle Annäherung an die am stärksten metamorphisierten Quarz-Feldspat-Gesteine der »Järngneissformation«. Geologisch treten aber diese Granite als durchbrechende, oft gangartige Eruptivmassen auf und scheinen nach ihrem makroskopischen Befunde zu urteilen von keinen sehr durchgreifenden metamorphischen Prozessen betroffen worden zu sein. Die Gleichkörnigkeit¹ der hiehergehörigen klein- bis feinkörnigen Granite, das Fehlen primärer Implikationen, ihr wenig entwickelter Perthit, das einfache wellige Gefüge der Körner, die Entwicklung von Myrmekit — alle diese Strukturzüge sind auch für die hochgradig metamorphisierten roten »Järngneis«-Gesteine in gleichem Maasse kennzeichnend. Oft bestehen die feinkörnigen Granite, z. B. der Bohusgranit, wie der »Järngneiss« aus in hohen Grade klaren und reinen Mineralkörnern. In anderen Fällen, z. B. in dem Stockholmgranit, findet man mikroskopisch reine (sekundäre) Körner mit trüben (primären) Körnern desselben Minerals vermengt.

Bei der vergleichenden Durchmusterung der makroskopischen Strukturzüge der Granite fällt es auf, dass die Aggregatgruppen der Gemengteile so verschieden geformt erscheinen. Man vergleiche z. B. das Aussehen der Körnigkeit eines Rapakivigranits (Fig. 5) oder Wirbogranits (Fig. 20) einerseits mit demjenigen eines Grafversfors- (Fig. 22), Bohus- (Fig. 13) oder Refsundsgranits (Fig. 18) andererseits (Fig. 36—39). Erstere zeigen dann eine besser kristallisierte, so zu sagen ruhige Kristallstruktur mit gleichgeformten Strukturelementen (Vergl. Seite 86). In den letztgenannten sind dagegen die Strukturelemente sehr unregelmässig und wenig individualisiert. Sie zeigen gleichsam gewundene und verästelte Formen, und die ganze Gesteinsmasse giebt daher, besonders in geschliffenen und polierten Flächen, den Eindruck einer unruhigen und gestörten Struktur. Die Fig. 36—39 geben eine schematisierte Darstellung von der Verschiedenheit der kristallisierten Struktur bei dem Göttemartypus und den gewundenen Formen der Strukturelemente der Bohus- und Grafversforsgranite. In allen diesen Fällen sind die Gesteine als vollständig massig zu bezeichnen.

Noch deutlicher treten die gewundenen Formen der Strukturelemente bei den massigen intermediären Graniten und Mischgraniten hervor. Vergleiche z. B. die Figuren 27 (Upsalagranit) und 31 (Wassijauregranit). Überhaupt lehrt die Untersuchung dieses Verhaltens, dass die Unregel-

¹ Es kann jedoch bisweilen konstatiert werden, dass auch bei diesen Graniten wie bei den grobkörnigen die Feldspatkristalle durchschnittlich grösser sind als die Quarzkörner.

mässige Entwicklung der Strukturelemente der massigen archaischen Granite eine allgemeine Erscheinung ist, die immer deutlich hervortritt, wo die unzweifelhaft primären Erstarrungsstrukturen undeutlich sind, und die sekundären Züge in den Einzelheiten der Gesteinsmasse die Oberhand genommen haben. Das Vorkommen von interpositionsarmen Perthiten, die Entwicklung von Myrmekit und welligen Begrenzungen oder das kristallinische Zerfallen der Kristallkörner, die chemischen Zersetzungen und die Bildung sekundärer Minerale sind solche mikropetrographische Erscheinungen, die die eigentümlichen gewundenen Formen der makroskopischen Strukturelemente begleiten.

Der *Grad der Umformung* der Strukturelemente ist sehr schwankend. In der Tat giebt es zahlreiche Zwischenformen von den gar nicht oder

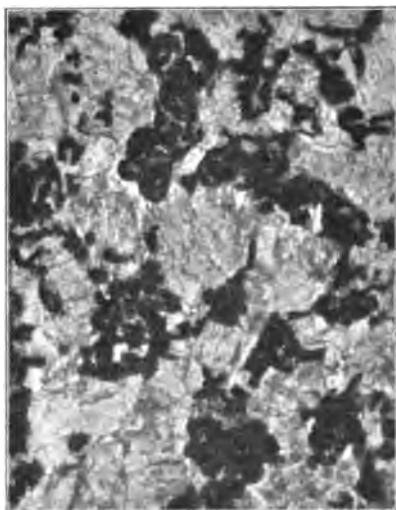


Fig. 37. Makroskopische Struktur eines Granits von der Insel Jungfrun (Seite 156). Der Quarz ist im Bild schwarz, der Feldspat grau gezeichnet. Nat. Grösse.

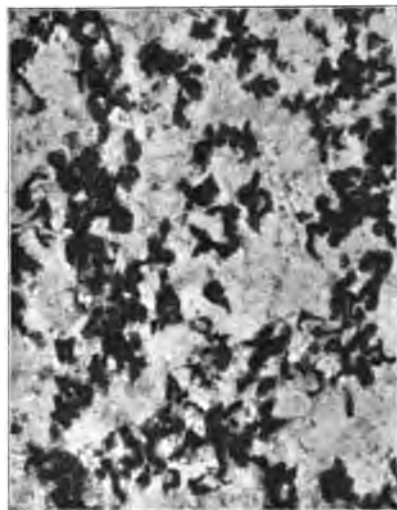


Fig. 38. Makroskop. Struktur eines Granits von Bohuslän (Gåsö). Der Quarz ist schwarz gezeichnet. Nat. Grösse.

wenig modifizierten Erstarrungsstrukturen an bis zu solchen, die als vollständig umgebildet bezeichnet werden müssen. Zu den letzteren gehören die meisten klein- bis feinkörnige Granite, besonders die Bohus- und Halen-Typen, deren Mikrostrukturen eine fast völlige Übereinstimmung mit den des roten Järgneisses zeigen.

Die angeführten Tatsachen sprechen dafür, dass die schwankende Ausbildung dieser Strukturen durch Umkristallisationsprozesse bewirkt worden ist. Es ist also dies die Folge von metamorphen Vorgängen, die die Erstarrungsstrukturen mehr oder weniger, aber ohne Entwicklung sekundärer Parallelstrukturen verändert haben. Mehrere Gründe machen es wahrscheinlich, dass diese Umwandlungen, besonders bei den feinkörnigen,

durchbrechenden Graniten, für die Entwicklung der Gesteinsstruktur von so sehr durchgreifender Bedeutung gewesen sind, dass sie in der Tat als vollständig umkristallisiert zu betrachten sind. Weil sie immer den implikationsfreien und meistens den durchbrechenden Graniten der hochmetamorphischen Regionen des Grundgebirges eigen sind, bei den implikationsreichen (mikropegmatit-, perthitführenden) Graniten aber zurücktreten, kann man darauf schliessen, dass sie durch die metamorphischen Prozessen der genannten Regionen bedingt worden sind. Hier liegt die Vermutung nahe, dass die betreffenden Granite unmittelbar nach ihrer Kristallisation und durch Einflüsse der noch nicht erstarrten (tiefer gelegenen) Magma-massen metamorphosiert worden sein mögen. Von diesen Gesichtspunkten



Fig. 39. Makroskopische Struktur eines Bohusgranits. Der Quarz ist schwarz gezeichnet. Nat. Grösse.

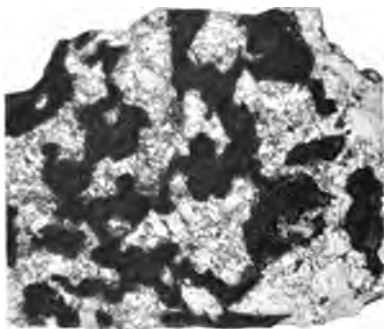


Fig. 40. Makroskopische Struktur eines Grafverforsgranits. Der Quarz ist schwarz gezeichnet. Nat. Grösse.

aus und wegen der nahen Beziehung, die zwischen diesen metamorphischen und den primären Erstarrungsstrukturen besteht, könnte man von *protometamorphischen Prozessen* und *protometamorphischen Strukturen* reden.

Die Verschiedenheit der Ausbildung der chemisch gleichartig zusammengesetzten Granite offenbart sich mit besonderer Deutlichkeit in der Zusammensetzung und Entwicklung der perthitischen Feldspate. Durch näheres Studium der Perthite des Granits hätte zweifelsohne die Granitfragen aus anderen Gesichtspunkten beleuchtet werden können. Die in den letzten Jahren erschienenen äusserst wichtigen Arbeiten von *J. H. L. Vogt*, *H. Johansson* und anderen geben klar die neuen fruchtbaren Wege an. Auf den Versuch, das umfangreiche Material der schwedischen Granite nach diesen Methoden zu behandeln, muss ich aber hier verzichten.

Die makroskopische Terminologie und Einteilung der Granite.

Die systematische Einteilung der zahlreichen Granitarten kann von mehreren verschiedenen Gesichtspunkten aus geschehen. In der hier gegebenen Übersicht sind auch mehrere solche Einteilungen angeführt. Die bekannte *teoretisch-geologische* Einteilung ist in der Seite 88 dargestellt. Eine mehr *geognostische* Einteilung ist bei der Gruppierung der analysierten archaischen Granite versucht. Die gewöhnlichste *feldgeologische* Benennung und Einteilung der schwedischen Granite sind an der Seite 89 erwähnt. Statt der herkömmlichen *chemischen* Benennungen *saure*, *intermediäre* und *basische* Granite habe ich in dieser Arbeit die Termen: *enfache*, *intermediäre* und *komplexe* Granite oder *Mischgranite* gebraucht. Ich habe es versucht in den Tabellen Taf. 10, 11 und 12 eine *petrographische* Einteilung der Granite zu geben.

Es bleibt jetzt übrig eine auf die *makroskopischen* Züge der Granite begründete Einteilung und Nomenklatur aufzustellen.

Das Bedürfnis einer solchen der Feldgeologie angepassten Granitterminologie ist offenbar. Die zahlreichen zur Zeit bestehenden Lokalnamen dieser Gesteine beweisen dies.

Die Terminologie muss natürlich vor allem so beschaffen sein, das sie den petrographischen Bestimmungen, die im Felde, d. h. makroskopisch, gemacht werden können, entspricht. Ausserdem muss dieselbe mit den tatsächlichen petrographischen Relationen der Granite übereinstimmen und endlich so wenig wie möglich die schon gebrauchten Bezeichnungen verrücken.

Durch die Aufnahme der Hauptzüge der Tabellen 10—12 scheint eine brauchbare makroskopische Terminologie nach folgendem Programm gewonnen werden können:

Erste Klasse.

Rapakivigranite, Erstarrungstypen.

- 1) Mit Mikropegmatit: Granitporphyre.
- 2) Völlig entwickelte Granite.

A. *Perthit-Quarz-Typus*, »Rapakiviartiger Granit«.

B. *Intermediäre Granite oder Oligoklasgranite*, »Typischer Rapakivi«. Diese sind reich an *Plagioklas-Mantelbildungen*.

C. *Rapakivi-Mischgranite*. Zum Beispiel der Gabbrogranit von Ångermanland.

Zweite Klasse.

Rapakiviähnliche Granite, völlig massige, sehr wenig umgewandelte Granittypen.

1) Mit Mikropegmatit gemengt oder in wahre Granitporphyre übergehend, z. B. roter Wexiögranit, Siljanganit.

2) Völlig entwickelte Granite.

A. *Perthit-Quarz-Typus*, z. B. Wirbogramit, Göttemargranit, Wånevikgranit.

B. *Intermediäre Granite* oder *Oligoklas-Typus*, z. B. ein Teil der Filipstadgranite.

C. *Mischgranite*.

Dritte Klasse.

Nicht rapakiviähnliche Augengranite. Dies sind nur teilweise umgebildete Granite. Sie zeigen *mikroinhomogene Struktur*, da sowohl primäre als sekundäre Strukturzüge vermengt auftreten.

Hierher gehören:

A. *Einfache Granite*, z. B. Wexiögranit, Pessinengranit.

B. *Intermediäre Granite*, z. B. Filipstadgranit, Augengranite aus Småland.

C. *Mischgranite*, z. B. Augengranite, Waggerydgranit.

Vierte Klasse.

Gleichkörnige, massige Granite. Diese zeigen makroskopisch sehr unregelmässige Strukturelemente (Seite 244) und mikroskopisch oft starke Mikrodeformationen und ausserdem Minimum von Implikationserscheinungen. Die Strukturentwicklung nahe an den hochmetamorphosierte Quarz-Feldspat-Gesteinen und also sehr *homogen*.

Hierher gehören:

A. *Einfache Granite*, z. B. die Bohus- und Stockholmtypen, die blass-roten feinkörnigen, »järngneis«-ähnlichen Lagerganggranite von Südwestschweden.

B. *Intermediäre Granite*, z. B. die Upsala-Sala-Granite.

C. *Mischgranite*, z. B. Ämälgranit, Upsalagranit.

Fünfte Klasse.

Pegmatite, Pegmatitgranite und Aplite. Diese Gesteine, die oft als unzweifelhafte Eruptivmassen auftreten, zeichnen sich durch sehr eigentümliche Strukturzüge aus. Von denselben sind die riesigen Grössen der

Pegmatitminerale besonders auffallend. Manchmal ist bei den Pegmatiten auch eine bestimmte Anordnung der Gemengteile zu beobachten, nämlich zentrische Struktur und Implikationsstrukturen. Unter den letzteren ist die sog. *schriftgranitische Struktur* sehr häufig. Die *Perthitstruktur* dagegen ist wegen des Zurücktretens der Plagioklasinterpositionen weniger entwickelt. Beim Pegmatitgranit und Aplit fehlt im allgemeinen auch der Schriftgranit, so dass diese unter den granitischen Gesteinen das *Minimum von Implikation und Mischung* der Gemengteile aufweisen.

Der granitische Pegmatit ist immer ein einfach zusammengesetztes Alkalifeldspat-Quarz-Gestein und scheint niemals mit intermediärer oder komplexer Zusammensetzung vorzukommen.

Nähere Untersuchungen der schwedischen Gesteine dieser Klasse sind bis jetzt noch nicht ausgeführt worden.

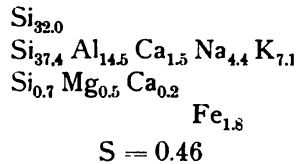
Sechste Klasse.

Stark metamorphische, geschieferte Granite, Gneissgranite oder Granit-schiefer. Dies sind metamorphische Derivate der einfachen Granite, der Oligoklasgranite und der Mischgranite. Die Erstarrungsstrukturen erscheinen aber meistens nur als mehr oder weniger sichtbare Strukturelikten. Die vorherrschenden Strukturzüge sind metamorphischen Ursprungs. Nach diesen *sekundären* Strukturen können die Gneissgranite in folgende Abteilungen geteilt werden:

- A. *Dichte, hauptsächlich kataklastisch metamorphische (Mylonit-) Gesteine (stumpfkörnige)*, z. B. felsitähnliche oder hälleflintähnliche Gneisse von Dalsland und Småland (Loftahammar), Kroppefjällgneiss (Perthit-Quarz-Typus) z. T., Jerbogneiss (Mischgranit), einige kataklastische Schiefer der schwedischen Hochgebirge, die dunklen Hochgebirgsgranite.
- B. *Durch kristallinisches Zerfallen der Primärkörner ausgezeichnete Gneissgranite. Doppelstruierete Gneissgranite oder Gneissgranite von verschleierter Struktur, Augengneissgranite, Protogingranite*, z. B. Kroppefjällgneiss z. T., Linagranit (Perthit-Quarz-Typus). Åmålgranit, grauer Gneissgranit von Blekinge, Augengranite von Småland, Bedengranit (Mischgranite). Helle Hochgebirgsgranite (Sulitelmagranit).
- C. *Scharfkristallinische, gleichkörnige, d. h. granuliert und völlig umkristallisierte Gneissgranite*, z. B. roter »Färngneis» z. T., »Arilds Granitit», »Gneissgranit von Näflinge», »Stenshufvuds Granit», »Lönhulter Gneissgranit» (Einfache Granite). Grauer »Färngneis», z. T., Warberggranit, Augengneissgranite z. T. (Mischgranite).

Nachtrag.

Wie Seite 143 hervorgehoben wurde, schien die Analyse 67 des Björnagranits deswegen nicht zuverlässig, weil die optische Untersuchung des Gesteins einen kalkreicheren Plagioklas angegeben hatte als den nach der Analyse berechneten. Deshalb hat R. MAUZELIUS eine Kontrollanalyse ausgeführt und bestätigt, dass das Gestein in der Tat bedeutend mehr Tonerde enthält, als die erste Analyse angegeben hatte. Auf Grundlage der von MAUZELIUS gefundenen Analysenzahlen wird die Atomgruppierung folgendermassen berechnet

67.

Die optisch gefundene Zusammensetzung des Plagioklases, nämlich Ca_1Na_3 , ist also durch diese chemische Analyse bestätigt. In den Analysentabellen sind die von MAUZELIUS gefundenen Werte angeführt.

Litteraturverzeichnis.

1850.

1. A. ERDMANN. Några ord till belysning af den geologiska kartan öfver Fyrisåns dalbäcken. Stockholm 1857.

1860.

2. VON HELMERSEN. Die Alexandersäule zu St Petersburg. Bull. de l'Academie Imp. des Sciences de St Petersburg, Serie VII, Tome V: 273 (1862).
3. H. STRUVE. Die Alexandersäule und der Rapakivi. Memoire de l'Académie Imp. des Sciences de St Petersburg, Série VII, Tome VI (1863).
4. M. STOLPE. Några ord till upplysning om bladet Upsala. Sveriges Geologiska Undersöknings kartbladsbeskrifningar, 31 (1869).

1870.

5. A. E. TÖRNEBOHM. Några ord till upplysning om bladet Uppered. Sveriges Geol. Undersöknings kartbladsbeskrifningar, n:o 37 (1870).
6. E. ERDMANN. Beskrifning till kartbladet Rydboholm, (1871): 12.
7. H. VON POST. Kalkgranit funnen i Sverige. Geol. Föreningens Förh., 1 (1872): 3.
8. A. E. TÖRNEBOHM. Några anteckningar om Sveriges urterritorium. Geol. Fören:s Förhandlingar, 1 (1872—1874): 200.
9. A. E. TÖRNEBOHM. Über die Geognosie der schwedischen Hochgebirge. Bih. till K. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar, band 1, n:o 12 (1873): 9.
10. A. E. TÖRNEBOHM. Om lagerföljden inom Norbergs malmfält. Geol. Fören:s Förh. 2 (1875): 329.
11. D. HUMMEL. Om Sveriges lagrade urberg. Bih. till K. Svenska Vet.-Akad:s Handl., band 3, n:o 2 (1875): 40.
12. A. E. TÖRNEBOHM. Mikroskopiska bergartsstudier. VII: Om kalkgranit. Geol. Fören:s Förh., 3 (1876): 210. Über Calcitgranite siehe auch ebends. 5 (1881): 654, 17: 19 und 15: 247, Note.
13. A. G. NATHORST. Beskrifning till bladet Stafsjö, Seite 27 (1877). M. STOLPE. Blatt Norrköping, Seite 15, Blatt Tjällmo, Seite 8. LINNARSON und TULLBERG. Blatt Vreta kloster, Seite 13. A. BLOMBERG. Blatt Medevi, Seite 13.
14. H. SANTESSON. Kemiska Bergartsanalyser. I. Gneis, hälleflintgneis (»eurit») och hälleflinta. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, 17 (1877).
15. CHEFEN FÖR SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING. Malmfyndigheter inom Gellivare och Jukkasjärvi socknar af Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders., Serie C, n:o 23 (1877).
16. A. MICHEL-LÉVY. Course d'Avallon à Chastellux. Bull. Soc. Geol. de France (3) 7. (1879): 846.
17. FOUQUÉ et A. MICHEL-LÉVY. Mineralogie Micrographique (1879): 193.

1880.

18. F. SVENONIUS. Bidrag till Norrbottens geologi. Sveriges Geol. Unders. 1880.
19. O. TORELL. Om Sveriges viktigaste kristalliniska bergslag och deras förhållande till hvarandra. 12:te Skand. Naturforskaremötets Förhandlingar (1880): 257. Auch Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 48.
20. A. E. TÖRNEBOHM. Geologisk öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag. Stockholm 1880.
21. A. E. TÖRNEBOHM. Mikroskopiska bergartsstudier. XII. Några exempel på pyroxenförande graniter och gneiser. Geol. Fören:s Förh. 5 (1880): 13.
22. A. E. TÖRNEBOHM. Pyroxenförande gneiser. Geol. Fören:s Förh. 5 (1880): 20.
23. A. E. TÖRNEBOHM. Några ord om granit och gneis. Geol. Fören:s Förh. 5 (1880): 233.
24. A. E. TÖRNEBOHM. Beskrifning till geologisk öfversiktskarta öfver Vermlands län. Stockholm 1881.
25. N. O. HOLST. Diskussion über den Urgranit. Geol. Fören:s Förh. 5 (1881): 394.
26. v. UNGERN-STERNBERG. Untersuchungen über den finnländischen Rapakivigranit. Inaugural-Diss. Leipzig 1882.
27. H. SANTESSON, A. BLOMBERG och B. SANTESSON. Geologisk beskrifning öfver de malmförande trakterna af Örebro län. Sveriges Geol. Unders., ser. B b, n:o 3 (1883).
28. A. E. TÖRNEBOHM. Anmälanden och kritiker. Geologisk öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag, blad 6, 8 och 9 med beskrifningar. Geol. Fören:s Förh. 6 (1883): 339.
29. A. G. NATHORST. Några ord om Dalformationen. Geol. Fören:s Förh. 6 (1883): 523.
30. A. E. TÖRNEBOHM. Om Dalformationens ålder. Geol. Fören:s Förh. 6 (1883): 628.
31. A. E. TÖRNEBOHM. Överblick öfver mellersta Sveriges urformation. Geol. Fören:s Förh. 6 (1883), häfte 12.
32. HJ. LUNDBOHN. Praktisk-geol. undersökningar inom norra delen af Elfsborgs län och Dalsland. Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 72 (1885).
33. A. E. TÖRNEBOHM. Om de geologiska förhållandena i trakten kring Åtvidaberg och Bersbo. Geol. Fören:s Förh. 7 (1885): 562.
34. E. SVEDMARK. Om granitens och gneisens förhållande till hvarandra i trakten emellan Stockholm och Norrtelje. Geol. Fören:s Förh. 7 (1885): 700.
35. E. SVEDMARK. Gabbbron på Rådmansö och inom angränsande trakter af Roslagen. Geol. Fören:s Förh. 7 (1885): 789.
36. K. AD. MOBERG. Beskrifning till kartbladet n:o 10 (1886). Finlands Geologiska Undersökning.
37. HJ. GYLING. Beskrifning till kartbladet n:o 12 »Nystad». Finlands Geologiska Undersökning.
38. HJ. LUNDBOHN. Beskrifning till kartbladet »Halmstad». Sveriges Geol. Undersöknings kartblad (1887).
39. W. C. BRÖGGER och H. BÄCKSTRÖM. Om förekomsten af klotgranit i Vasastaden, Stockholm. Geol. Fören:s Förh. 9 (1887): 307.
40. E. SVEDMARK. Om uralitporfyrn och hälleflintan vid Vaksala. Geol. Fören:s Förh. 10 (1888): 25.
41. A. G. HÖGBOM. Om basiska utsöndringar i Upsalagraniten. Geol. Fören:s Förh. 10 (1888): 223.
42. O. TORELL. Zur Diskussion über Granit und Gneiss. Geol. Fören:s Förh. 10 (1888): 298.
43. E. SVEDMARK. Pyroxen och amfibolförande bergarter inom sydvestra Sveriges urberg. Geol. Fören:s Förh. 10 (1888): 349.
44. A. E. TÖRNEBOHM. Några notiser från en geologisk resa i Telemarken. Geol. Fören:s Förh. 11 (1889): 56.
45. E. ERDMANN. Beskrifning till kartbladet Askersund (1889). Sveriges Geol. Unders. kartbladsbeskrifningar.

1890.

46. H. BÄCKSTRÖM. Über fremde Gesteinseinschlüsse in einigen skandinavischen Diabasen. Bih. till K. Svenska Vet.-Akad:s Handl., bd 16, afd. II, n:o 1 (1890).
47. W. C. BRÖGGER. Die Mineralien der südnorwegischen Syenitpegmatitgänge. Zeitschr. f. Krist. XVI.
48. H. ROSEBUSCH. Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. TSCHERMAK's min. u. petr. Mitt, Bd. XI, (1890): 144.
49. G. LÖFSTRAND. Om apatitens förekomstssätt i Norrbottens län jemfördt med dess uppträdande i Norge. Geol. Fören:s Förh. 12 (1890): 183.
50. J. J. SEDERHOLM. Från Ålandsrapakivins västra gräns. Geol. Fören:s Förh. 12 (1890): 460.
51. W. RAMSAY. Om Hoglands geologiska byggnad. Geol. Fören:s Förh. 12 (1890): 471.
52. H. VON POST. Några ord om Gellivaramalmens uppkomst. Geol. Fören:s Förh. 12 (1890): 493.
53. HJ. LUNDBOHR. Apatitförekomster i Gellivara Malmberg. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:o 111 (1890).
54. B. FROSTERUS och J. J. SEDERHOLM. Beskrifning till kartbladet n:o 17, Finström (1890). Finlands Geol. Unders.
55. J. J. SEDERHOLM. Über die finnländischen Rapakivigesteine. Tschermak's min. u. petr. Mitt. XII: 1 (1891).
56. J. J. SEDERHOLM. Studien über archaische Eruptivgesteine aus dem südwestl. Finnland. Tschermak's min. u. petr. Mitt. XII: 97 (1891).
57. A. SJÖGREN. Åsigterna om jernmalmerne å Gellivara Malmberg och de bergarter, som innesluta malmerne. Geol. Fören:s Förh. 13 (1891): 24.
58. HJ. LUNDBOHR. Om Gellivara malmberg och apatitundersökningarne derstädes. Geol. Fören:s Förh. 13 (1891): 137.
59. B. FROSTERUS. Beskrifning till kartbladet n:o 21 Mariehamn (1891). Finlands Geol. Unders.
60. G. LÖFSTRAND. Äro järnmalmerne och apatiten i Norrbotten lagerbildningar? Geol. Fören:s Förh. 13 (1891): 347.
61. F. SVENONIUS. Om berggrunden i Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 126 (1892): 26.
62. O. NORDENSKJÖLD. Über archaische Ergussgesteine aus Småland. Bulletin of the Geol. Instit. of Upsala, N:o 2, Vol. 1 (1893).
63. J. J. SEDERHOLM. Om berggrunden i södra Finland. Fennia, 8, n:o 3 (1893).
64. A. G. HÖGBOM. Om postarkaiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. Geol. Fören:s Förh. 15 (1893): 211.
65. A. G. HÖGBOM. Om de s. k. urgraniterna i Upland. Geol. Fören:s Förh. 15 (1893): 241.
66. A. E. TÖRNEBOHR. Om Falu grufvas geologi. Geol. Fören:s Förh. 15 (1893): 609.
67. E. SVEDMARK. Beskrifning till bladet Warberg (1893). Sveriges Geol. Unders:s kartblad.
68. E. SVEDMARK. Beskrifning öfver berggrunden i Hallands län. Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 131 (1893).
69. B. FROSTERUS. Über ein neues Vorkommen von Kugelgranit unfern Wirvik bei Borgå in Finnland. Tschermak's min. und petr. Mitt. 13 (1893).
70. H. BÄCKSTRÖM. Tvenne nyupptäckta svenska klotgraniter. Geol. Fören:s Förh. 16 (1894): 107.
71. O. NORDENSKJÖLD. Ein postarchaischer Granit von Sulitelma in Norwegen. Bulletin of the Geol. Instit. of Upsala, N:o 3, Vol. II (1894).
72. HERMAN HEDSTRÖM. Geologiska notiser från Dalarna. Geol. Fören:s Förh. 16 (1894): 585.
73. A. G. HÖGBOM. Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 140 (1894).

74. B. FROSTERUS. Beskrifning till kartbladet n:o 25, Föglö (1894). Finlands Geol. Unders.
75. W. C. BRÖGGER. Die triadische Eruptionsfolge bei Predazzo. Videnskabselskabets skrifter. Kristiania 1895, n:o 7.
76. E. SVEDMARK. Prakt. geol. undersökningar i Gefleborgs län. Sveriges Geol. Unders. ser. C, n:o 152 und n:o 147 (1895). Auch: Geol. Fören:s Förh. 13 (1891) und 17 (1895).
77. O. NORDENSKJÖLD. Nya bidrag till kännedomen om de svenska hälleflintbergarterna. Geol. Fören:s Förh. 17 (1895): 653.
78. H. BERGHELL. Beskrifning till kartbladet N:o 28, Säckijärvi. Finlands Geol. Unders.
79. A. E. TÖRNEBOHM. Grunddragen af det centrala Skandinavien bergsbyggnad. K. Svenska Vet.-Akad:s Handlingar, band 28, n:o 5 (1896).
80. K. WINGE. Om diabasgranitgången vid Brevfven. Geol. Fören:s Förh. 18 (1896): 187.
81. J. J. SEDERHOLM. Om indelningen af de prekambrika formationerna i Sverige och Finland och om nomenklaturen för dessa äldsta bildningar. Geol. Fören:s Förh. 19 (1897): 20.
82. V. PETERSSON. Om de geologiska förhållandena i trakten omkring Sjangeli koppar-malmsfält i Norrbottens län. Geol. Fören:s Förh. 19 (1897): 301.
83. A. G. HÖGBOM. Ragundamassivets tektonik. Geol. Fören:s Förh. 19 (1897): 511.
84. H. BÄCKSTRÖM. Vestanåfältet. K. Svenska Vet.-Akad:s Handlingar, band 29, n:o 4. 1897. Auch: Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 168: 8.
85. H. BERGHELL. Beskrifning till kartbladet n:o 33, Viborg (1898). Finlands Geologiska Undersökning.
86. A. HENNIG. Kullens kristalliniska bergarter. Lunds Universitets Årsskrift, bd 24, afd. 2, n:o 5 (1898): 40.
87. HJ. LUNDBOHM. Berggrunden inom Vesternorrlands län. Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 177 (1899).
88. P. J. HOLMQUIST. Rödömrådet rapakivi- och gångbergarter. Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 181 (1899).
89. A. G. HÖGBOM. Om Ragundadalens geologi. Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 182 (1899).
90. A. G. HÖGBOM. Skelleftefältets geologi och bergarter. Geol. Fören:s Förh. 21 (1899): 636.
91. G. DE GEER. Om algonkisk bergveckning inom Fennoskandias gränsområden. Geol. Fören:s Förh. 21 (1899): 675.
92. F. BECKE. Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen in Schnitten senkrecht zu M und P. Tschermak's min. u. petr. Mitt. Bd XVIII (1899): 556.

1900.

93. H. HEDSTRÖM. Yttrande till diskussionen om algonkisk bergskedjeveckning. Geol. Fören:s Förh. 22 (1900): 132.
94. P. J. HOLMQUIST. En geologisk profil öfver fjällområdena emellan Kvikkjokk och Norska kusten. Geol. Fören:s Förh. 22 (1900). Sveriges Geol. Unders., ser. C, n:o 185.
95. F. SVENONIUS. Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi. Geol. Fören:s Förh. 22 (1900): 273.
96. K. WINGE. Berggrunden inom Dalslandsdelen af bladet Åmål. Geol. Fören:s Förh. 22 (1900): 341.
97. V. PETERSSON. Geologisk atlas öfver Norbergs bergslag. Sveriges Geol. Unders., ser. Bb, n:o 9 (1900).
98. A. BLOMBERG. Geologisk beskrifning öfver Blekinge län. Sveriges Geol. Unders., ser. Ca, n:o 1 (1900).

99. F. SVENONIUS, W. PETERSSON. Underdånig berättelse om en undersökning af mindre kända malmfyndigheter inom Jukkasjärvi malmtrakt och dess omgifningar. Sveriges Geolog. Unders., ser C, 185 (1900).
100. O. NORDENSKJÖLD. Über die Kontaktverhältnisse zwischen den archaischen Porphyren («Hällefinten») und Graniten in nordöstlichen Småland. Bulletin of the Geol. Instit. of Upsala, n:o 9, 5 (1900): 1.
101. A. E. TÖRNEBOHM. Sveriges Geologi. Stockholm 1900.
102. B. FROSTERUS. Sektion Ca, St. Michel (1900) von Geologisk öfversiktskarta öfver Finland. Finlands Geol. Unders.
103. A. HAMBERG. Sarjekfjällen, en geografisk undersökning. »Ymer» 21 (1901): 152.
104. SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING. Geologisk öfversiktskarta öfver Sveriges berggrund. Ser. Ba, n:o 6. (1901).
105. P. J. HOLMQUIST. Rapakivistruktur och granitstruktur. Geol. Fören:s Förh. 23 (1901): 150.
106. A. G. HÖGBOHM. Geol. Fören. Förh. 24 (1902): 18.
107. A. BLOMBERG. Beskrifning till kartbladet Göteborg (1902) 1:100,000. Sveriges Geolog. Unders:s. kartbladsbeskrifningar.
108. A. BLOMBERG, G. HOLM. Geologisk beskrifning öfver Nerike. Sveriges Geol. Unders. ser. Ca, n:o 2 (1902).
109. P. J. HOLMQUIST. En geologisk profil öfver den skandinaviska fjällkedjan vid Torne-träsk. Geol. Fören:s Förh. 25 (1903): 27.
110. P. J. HOLMQUIST. Stelningsstrukturer och metamorfiska bergartsstrukturer. Geol. Fören:s Förh. 25 (1903): 394.
111. J. H. L. VOGT. Die regionalmetamorphosierten Eisenerzlager im nördlichen Norwegen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903: 64—65.
112. A. E. TÖRNEBOHM och A. HENNIG. Beskrifning till Blad 1 & 2 (1904). Sveriges Geol. Unders., ser. A a. Berggrundskartor i skalan 1:200,000 med beskrifningar.
113. A. GAVELIN. Grunddragen till kartbladet Loftahammars geologi (1905). Sveriges Geol. Unders:s kartbladsbeskrifningar.
114. P. J. HOLMQUIST. Behandlingen af berggrunden i geologiska kartbladet Loftahammar. Geol. Fören:s Förh. 27 (1905): 153.
115. A. GAVELIN. Till frågan om berggrunden på geologiska kartbladet Loftahammar. Geol. Fören:s Förh. 27 (1905): 190.
116. P. J. HOLMQUIST. Loftahammarbladet och urbergsproblemen. Geol. Fören:s Förh. 27 (1905): 237.
117. V. HACKMANN. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finnlands und der Halbinsel Kola. Bull. de la Commission Géologique de Finlande. N:o 15 (1905).

ANALYSENTABELLEN

Chemische Analysen der Granite v

N:o	Granittypus und Lokalität	Prozentische chemische							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
I. Rapakiviartige Granite.	1 <i>Rapakivigranit</i> (Perthit-Quarz-Typus), Pyterlaks, Finnland	75.06	11.70	1.04	1.57	0.19	1.01	2.56	6.25
	2 Derselbe Gestein	77.71	10.13	1.41	2.15	0.21	1.13	1.85	4.50
	3 <i>Rapakivigranit</i> , Pyterlaks, Finnland	75.81	11.22	0.86	1.91	0.34	1.25	2.27	5.49
	4 <i>Rapakivigranit</i> , Pitkäranta, Finnland	75.26	12.71	0.97	1.11	0.29	0.66	2.65	5.56
	5 <i>Rapakivigranit</i> , Block erratisch auf Dagö Estland	70.329	11.823	3.730	2.376	0.200	2.547	2.410	3.08
	6 <i>Rapakivigranit</i> , Block erratisch auf Dagö Estland	71.008	11.861	3.921	2.312	0.257	1.235	2.585	3.02
	7 <i>Rapakivigranit</i> , grünfarbig, Simola, Blatt Wiborg, Finnland	66.95	15.03	2.14	3.23	0.33	3.22	4.43	2.46
	8 <i>Rapakivigranit</i> (»Typischer Rapakivi«), Simola, Blatt Wiborg	71.53	13.70	1.79	2.34	0.48	2.08	2.82	6.71
	9 <i>Rapakivigranit</i> (»Typischer Rapakivi«), Blatt Säkijärvi, Finnland	69.52	14.04	0.34	4.42	0.32	2.40	3.40	6.25
	10 <i>Rapakivigranit</i> (»Typischer Rapakivi«), Rauhu, Kirchspiel Töfsala, Finnland	70.71	—	—	—	—	—	—	—
	11 <i>Rapakivigranit</i> (Perthit-Quarz-Typus) Nystad, Finnland	68.79	14.44	1.61	3.01	0.49	1.33	2.95	6.85
	12 <i>Rapakivigranit</i> , mikropegmatitführend Haraldsby, Åland	70.56	12.27	2.74	2.93	0.65	1.87	3.20	4.92
	13 <i>Rapakivigranit</i> , oft mit Mikropegmatit und Plagioklasmanteln, Rödön, Medelpad, Schweden	72.93	13.87	1.94	0.79	0.51	0.74	3.68	3.74
	14 <i>Rapakivigranitporfyr</i> , Rödön, Medelpad, Schweden	71.25	13.90	1.28	1.24	0.45	0.97	3.29	6.28
	15 <i>Albitmikropegmatit</i> , »Gubben«, Insel im Rödögebiet, Schweden	77.32	11.62	1.57	0.69	0.80	0.62	5.81	0.99
	16 <i>Rapakivigranit</i> , Ragunda, Jemtland	70.70	13.13	2.73	0.69	0.49	1.15	4.94	4.41
	17 <i>Granitporfyr</i> , Brefven, Blatt Brefven	71.51	12.82	2.09	1.40	0.17	1.09	4.24	4.32
	18 <i>Granit</i> (»Granitit«), rapakiviähnlich, post-silurisch, Lier, Norwegen, ...	75.74	13.71	0.55	—	Spur	1.26	3.72	4.69
II. Hochgebirgsgranite.	19 <i>Sulitelmagranit</i> , hell, regionalmetamorphisch, Sulitelma, Norwegen	68.91	14.81	2.22	0.53	1.68	1.28	4.95	3.13
	20 <i>Sulitelmagranit</i> , hell, regionalmetamorphisch, Sulitelma, Norwegen	70.95	15.56	0.42	0.56	0.52	2.25	5.20	2.64
	21 <i>Hochgebirgsgranit</i> , metamorph., archaisch, Måskotjåkko, Stora Sjöfallet, Lappland	72.86	13.41	2.38	0.97	0.52	0.81	3.72	3.80
	22 <i>Hochgebirgsgranit</i> , metamorph., archaisch, Pålnotjåkko, Lappland	62.49	15.14	6.85	1.95	1.72	3.53	3.36	2.07

Schweden und der Rapakivigranite.

Zusammensetzung							Metallatomzahl in 100 %								Analytiker
H ₂ O	CO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	BaO	Summe	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K		
0.63	—	0.36	—	Spur	—	100.37	71.3	13.1	2.0	0.3	1.0	7.5	4.8	Struve	
0.43	—	0.48	—	„	—	100.00	—	—	—	—	—	—	—	„	
0.40	—	0.32	Spur	„	—	99.87	72.5	12.7	2.1	0.5	1.3	4.2	6.7	Naima Sahlbom	
0.89	—	0.25	0.04	0.02	—	100.41	71.5	14.3	1.6	0.4	0.6	4.9	6.7	I. A. Sundell	
1.377 CO ₂ = 0.135 Ca = 0.144 Fl ₂ = 0.136	—	1.030	0.525	Spur	—	99.847	—	—	—	—	—	—	—	v. Ungern-Sternberg	
0.929 CO ₂ = 0.092	—	—	0.848	Spur	—	99.882	—	—	—	—	—	—	—	„	
			Ca = 0.882 Fl ₂ = 0.928												
(0.39)	—	—	—	—	—	98.18	—	—	—	—	—	—	—	H. Berghell	
(0.34)	—	—	—	—	—	101.79	—	—	—	—	—	—	—	„	
(0.52)	—	—	—	—	—	101.21	—	—	—	—	—	—	—	„	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0.50	—	0.38	Spur	Spur	—	100.35	64.9	16.0	3.5	0.7	1.3	5.4	8.2	Naima Sahlbom	
0.60	—	0.44	0.13	0.14	—	100.45	67.2	13.7	4.4	0.9	1.9	5.9	6.0	„	
(1.18)	—	0.50	—	0.14	—	100.02	69.5	15.6	2.1	0.7	0.7	6.8	4.6	H. Santesson	
(0.83)	—	0.32	—	Spur	—	99.81	67.3	15.6	1.9	0.6	1.0	6.0	7.6	„	
(0.65)	—	0.34	—	0.10	—	100.51	72.1	12.8	1.7	1.1	0.6	10.5	1.2	„	
(1.49)	—	0.03	—	0.13	—	99.89	66.7	14.6	2.5	0.7	1.2	9.0	5.3	„	
(1.23)	—	0.10	Spur	—	—	99.17	68.3	14.4	2.6	0.2	1.1	7.9	5.5	K. Winge	
0.46	—	0.17	—	—	—	100.30	70.9	15.1	0.3	—	1.3	6.8	5.6	Mauzelius	
1.80	—	0.19	Fl ₂ = 0.07	Spur	—	99.57	65.1	16.4	2.0	2.4	1.3	9.1	3.7	„	
1.68	—	0.16	—	Spur	—	99.94	66.5	17.2	0.8	0.7	2.2	9.4	3.2	„	
(0.40)	—	0.50	—	0.06	—	99.43	69.5	15.0	2.5	0.7	0.8	6.9	4.6	H. Santesson	
(0.63) S = 0.58	—	0.67	—	0.36	—	99.35	60.7	17.2	6.9	2.5	3.7	6.4	2.6	„	

Die zwischen Klammern gesetzten Wassergehalte sind als Glühverlust, indirect bestimmt.

N:o	Granittypus und Lokalität	Prozentische chemische							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
23	<i>Augengranit</i> , »Karlshamngranit», Station Härsjön, Kirchspiel Ronneby, Blekinge	75.10	12.50	0.67	0.82	0.32	1.28	2.69	5.27
24	<i>Augengranit</i> , »Karlshamngranit», Dorf Stångsmåla, Kirchspiel Eringsboda, Blekinge	68.97	14.30	3.80	0.68	0.88	2.41	3.72	3.85
25	<i>Augengranit</i> , »Karlshamngranit», Möllenäs, Kirchspiel Ronneby, Blekinge . . .	66.10	13.57	4.80	2.23	0.75	4.13	3.56	2.58
26	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Halengranit», Rasilängen, Kirchspiel Jemshög, Blekinge .	73.38	14.35	0.87	0.79	0.46	1.33	2.85	4.98
27	<i>Feinkörniger Granit</i> , Kirchspiel Öja, Blatt Huseby, Småland	75.48	12.22	1.70	0.63	0.57	2.01	2.73	3.19
28	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Blatt Hörningsholm	69.98	13.55	—	3.14	0.65	1.13	(9.50)	
29	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Blatt Hörningsholm	71.70	13.60	—	3.37	0.65	1.26	(7.92)	
30	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Blatt Hörningsholm	70.55	12.00	—	3.44	0.72	1.07	(10.42)	
31	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Blatt Hörningsholm	70.66	13.49	—	3.46	0.73	1.41	(8.34)	
32	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Nälje, Kirchspiel Kattnäs, Blatt Hörningsholm	70.96	16.24	1.11	1.57	0.30	0.65	1.53	5.28
33	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Hälltorp, Kirchspiel Vårdinge, Bl. Hörningsholm	68.04	17.29	1.68	2.58	0.67	1.67	1.20	6.42
34	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Räckstad, Blatt Rydboholm, Upland . .	70.79	15.96	1.84	1.42	0.46	0.82	1.09	6.77
35	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Ensta, Blatt Rydboholm	71.25	16.09	0.32	1.56	0.28	0.66	0.81	7.96
36	<i>Feinkörniger Granit</i> , Kugelgranit, A) Zwischenmasse, Vasastaden, Stockholm . .	70.67	14.80	—	3.07	Spur	1.33	2.51	8.26
37	<i>Kugelgranit</i> , B) Inneres einer Kugel, Vasastaden, Stockholm	72.20	13.98	—	1.19	Spur	2.98	4.08	3.90
38	<i>Kugelgranit</i> , C) äussere Zone derselben Kugel	67.88	17.56	—	—	—	4.18	4.88	4.29
39	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Svalnäs, Blatt Rydboholm	73.92	12.78	0.86	1.54	0.45	1.05	2.27	6.39
40	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Alby, Blatt Rydboholm	72.71	12.98	1.27	1.48	0.77	1.44	2.25	6.10
41	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Edeby, Blatt Stockholm	73.97	12.66	1.35	1.00	0.55	1.08	2.38	6.21
42	<i>Feinkörniger Granit</i> , »Stockholmgranit», Vasastaden, Stockholm	72.24	13.52	1.40	1.04	0.49	1.28	1.81	6.40
43	<i>Kleinkörniger Granit</i> , »Bohusgranit», Dyne, Blatt Strömstad, Bohuslän	74.17	12.78	1.62	1.12	0.27	1.67	2.87	4.02
44	<i>Kleinkörniger Granit</i> , Bohusgranit, Krokstrand, Blatt Strömstad	71.71	12.69	2.83	0.75	0.68	1.71	2.58	5.42
45	<i>Kleinkörniger Granit</i> , Bohusgranit, Lien, Blatt Strömstad	75.64	12.46	0.41	0.80	0.44	1.32	2.35	5.47

Zusammensetzung							Metallatomzahl in 100 %							Analytiker
H ₂ O	CO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	BaO	Summe	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	
(0.47)	—	0.56	—	0.50	—	100.18	71.3	14.0	1.5	0.4	1.3	5.0	6.5	H. Santesson
(0.57)	—	0.34	—	0.45	—	99.97	65.4	16.0	3.6	1.2	2.4	6.8	4.6	„
(0.54)	—	0.81	—	0.41	—	99.48	63.7	15.4	5.6	1.1	4.3	6.7	3.2	„
(0.37)	—	0.20	—	0.21	—	99.79	69.5	16.0	1.4	0.6	1.3	5.2	6.0	„
(0.64)	—	0.14	—	0.29	—	99.60	72.4	13.8	2.0	0.8	2.0	5.1	3.9	„
(2.05)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	M. Stolpe
(1.50)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	„
(1.80)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	„
(1.91)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	„
(1.41)	—	—	—	0.07	—	99.12	68.9	18.5	2.1	0.4	0.7	2.9	6.5	„
(1.16)	—	—	—	0.07	—	100.78	64.7	19.3	3.4	1.0	1.7	2.1	7.8	„
—	—	—	—	0.11	—	99.26	67.6	18.0	2.6	0.7	0.8	2.0	8.3	E. Erdmann
—	—	—	—	0.18	—	99.11	68.1	18.1	1.6	0.4	0.7	1.5	9.6	„
—	—	—	—	—	—	100.64	65.8	16.2	2.4	—	1.3	4.5	9.8	H. Bäckström
—	—	—	—	—	—	98.33	68.3	15.5	1.0	—	3.0	7.5	4.7	„
—	—	—	—	—	—	98.79	62.9	19.1	—	—	4.1	8.8	5.1	„
0.75	—	0.16	0.08	0.11	—	100.36	70.2	14.3	1.9	0.6	1.1	4.2	7.7	R. Mauzelius
0.84	—	0.22	0.08	0.14	—	100.28	69.2	14.5	2.2	1.1	1.5	4.2	7.3	„
0.79	—	0.15	0.05	0.08	—	100.27	70.2	14.1	1.9	0.8	1.1	4.4	7.5	„
0.81	—	0.23	0.15	0.17	0.09	99.63	69.5	15.3	2.0	0.7	1.3	3.4	7.8	„
(0.77)	—	0.91	—	0.17	—	100.37	71.1	14.4	2.2	0.4	1.7	5.3	4.9	H. Santesson
(0.64)	—	0.44	—	0.44	—	99.89	68.6	14.3	3.0	0.9	1.8	4.8	6.6	„
(0.66)	—	0.12	—	0.55	—	100.22	71.7	13.9	1.4	0.6	1.4	4.3	6.7	„

N:o	Granittypus und Lokalität	Prozentische chemische							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
46	<i>Kleinkörniger Granit</i> , »Bohusgranit», Gänehed, Blatt Fjällbacka, Bohuslän . . .	72.46	12.80	2.02	0.73	0.59	1.37	2.52	6.27
47	<i>Kleinkörniger Granit</i> , »Bohusgranit», Rörkärr, Blatt Fjällbacka	74.19	13.07	1.12	0.58	0.40	1.38	2.85	5.56
48	<i>Kleinkörniger Granit</i> , »Bohusgranit», Solhem, Blatt Fjällbacka	72.27	14.63	3.17		0.45	1.33	1.97	5.67
49	Dieselbe Gesteinsprobe	72.65	14.23	1.72	1.56	0.42	1.42	1.80	5.35
50	<i>Grobkörniger, roter Granit</i> , »Fellingsbrogranit», Yttra Ekeby, Blatt Örebro, Nerike	69.98	15.00	0.29	2.43	0.50	1.55	8.76	
51	<i>Grobkörniger, roter Granit</i> , »Fellingsbrogranit», Ysta, Blatt Örebro	65.93	11.33	4.65	4.69	1.10	2.36	4.58	3.44
52	<i>Grobkörniger, roter Granit</i> , »Fellingsbrogranit», Ullesäter, Blatt Örebro	71.23	8.68	4.73	3.42	0.74	1.25	3.70	4.69
53	<i>Mittelnkörniger, roter Granit</i> , »Fellingsbrogranit», Bejby, Blatt Örebro	71.77	12.17	0.71	2.53	0.43	1.34	5.27	2.92
54	<i>Grobkörniger, roter Granit</i> , »Fellingsbrogranit», Östanbergshyttan, Blatt Nora, Westmanland	73.79	13.04	0.98	1.15	0.37	2.61	2.56	4.87
55	<i>Grobkörniger, roter Granit</i> , »Fellingsbrogranit», Finnåker, Blatt Linde, Westmanland	67.74	13.04	4.48	3.81	1.01	3.08	4.80	1.55
56	<i>Kleinkörniger, roter Granit</i> , Ölsjön, Blatt Nora	74.73	13.73	2.04	—	0.52	1.45	2.60	4.93
57	<i>Porphyrgranit</i> , Nasta, Blatt Örebro . . .	72.58	14.31	—	2.27	0.19	1.35	8.34	
58	<i>Kleinkörniger, roter Granit</i> , Hällebacken, Blatt Nora	76.94	12.89	1.72	—	0.26	0.55	3.13	4.43
59	<i>Kleinkörniger, roter Granit</i> , Greksåsarsdamsjö, Blatt Nora	77.40	13.48	0.98	—	0.14	0.91	3.27	4.28
60	<i>Kleinkörniger, roter Granit</i> , Villeboda, Blatt Linde, Westmanland	69.31	14.80	0.82	2.81	0.46	1.24	1.84	7.25
61	<i>Kleinkörniger, grauer Granit</i> , Björketorp, Blatt Linde	73.88	14.86	0.10	1.64	0.23	0.89	3.94	3.89
62	<i>Feinkörniger, blassrother Granit</i> , Harparboda, Blatt Linde	75.05	13.66	0.62	1.11	0.46	1.82	4.78	2.84
63	<i>Pegmatischer Granit</i> , Bergaby, Blatt Linde	70.75	14.03	0.42	2.94	0.53	1.66	3.51	3.87
64	<i>Grauer Biotit-Augit-Granit</i> , »Järnagranit», Järna, Kirchspiel Järna, Dalarne	68.19	13.96	3.03	2.26	0.99	3.02	2.77	4.54
65	<i>Grauer, grober Augengranit</i> , »Refsundsgranit», Bräcke, Jemtland	69.59	12.94	2.51	2.07	0.96	3.35	2.69	3.71
66	<i>Grauer, grober Augengranit</i> , »Refsundsgranit», station Pilgrimsta, Jemtland . .	68.00	15.08	1.56	1.66	0.95	2.50	3.64	5.00
67	<i>Roter, grober Augengranit</i> , »Refsundsgranit», station Björna, Ångermanland .	73.32	12.88	1.05	1.14	0.34	1.65	2.38	5.86
68	<i>Grauer, feinkörniger Granit</i> , Örnsköldsvik, Ångermanland	75.67	13.74	0.67	0.72	0.25	0.90	2.60	4.85
69	<i>Grauer, kleinkörniger Granit</i> , Ledingeberget, Kirchspiel Graninge, Ångermanl.	72.33	15.90	1.58	0.55	0.33	1.45	2.44	4.02

Durchbrechende archaische Granite

Zusammensetzung							Metallatomzahlen in 100 %							Analytiker
H ₂ O	CO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	BaO	Summe	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	
(0.44)	—	0.65	—	0.44	—	100.29	68.8	14.4	2.4	0.8	1.4	4.6	7.6	<i>H. Santesson</i>
(0.70)	—	0.21	—	0.35	—	100.41	70.1	14.6	1.5	0.6	1.3	5.2	6.7	,
(0.40)	—	0.31	—	0.52	—	100.72	69.0	15.9	2.9	0.6	1.4	3.5	6.7	<i>C. G. L. Broomé</i> <i>H. I. P. Hilding</i>
(0.46)	—	—	—	0.63	—	100.24								
(0.91)	—	—	—	—	—	99.42	—	—	—	—	—	—	—	<i>A. Hasselbom</i>
(1.83)	—	—	—	—	—	99.91	63.5	12.8	7.0	1.6	2.4	8.5	4.2	,
(1.70)	—	—	—	—	—	100.14	—	—	—	—	—	—	—	,
(1.09)	—	—	—	—	—	98.23	68.4	13.7	2.5	0.6	1.4	9.8	3.6	,
(0.78)	—	—	—	0.61	—	100.76	69.7	14.5	2.0	0.5	2.7	4.7	5.9	<i>H. Santesson</i>
(0.88)	—	—	—	—	—	100.39	—	—	—	—	—	—	—	<i>D. Hummel</i>
(0.59)	—	—	—	—	—	100.59	70.4	15.3	1.5	0.7	1.5	4.7	5.9	<i>H. Santesson</i>
(1.34)	—	—	—	—	—	100.38	—	—	—	—	—	—	—	<i>A. Hasselbom</i>
(0.61)	—	—	—	Spur	—	100.53	72.6	14.3	1.2	0.3	0.6	5.7	5.3	<i>H. Santesson</i>
(0.30)	—	—	—	—	—	100.76	72.4	14.9	0.7	0.2	0.9	5.8	5.1	,
(0.47)	—	—	—	—	—	99.00	66.4	16.7	2.8	0.7	1.2	3.4	8.8	<i>A. Hasselbom</i>
(0.82)	—	—	—	—	—	100.25	69.1	16.4	1.4	0.3	0.9	7.2	4.7	,
(0.36)	—	—	—	—	—	100.70	69.6	14.8	1.3	0.6	1.8	8.6	3.3	<i>D. Hummel</i>
(0.96)	—	—	—	—	—	98.67	67.7	15.9	2.7	0.7	1.7	6.6	4.7	,
0.78	—	0.49	0.26	0.17	—	100.37	65.2	15.7	4.1	1.4	3.1	5.1	5.4	<i>R. Mauzelius</i>
1.09	—	0.70	0.47	0.09	—	100.17	67.2	14.8	3.6	1.4	3.5	5.0	4.5	,
0.86	—	0.62	—	0.13	—	100.00	64.2	16.8	2.5	1.3	2.5	6.7	6.0	<i>E. Östlund</i>
0.90	—	0.25	0.24	0.07	—	100.08	70.1	14.5	1.8	0.5	1.7	4.3	7.1	<i>R. Mauzelius</i>
(0.64)	—	0.29	—	0.00	—	100.33	71.8	15.4	1.0	0.3	0.9	4.8	5.8	<i>H. Santesson</i>
(0.75)	—	0.45	—	0.12	—	99.92	69.1	17.9	1.6	0.5	1.5	4.5	4.9	,

N:o	Granittypus und Lokalität	Prozentische chemische							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
70	»Wirbogränit«, mittelgrobkörniger roter Perthit-Quarz-Granit, Wirbo, Blatt Oskarshamn, Småland	69.14	13.53	1.55	1.94	0.63	1.75	3.29	5.24
71	»Wirbogränit«, Gesshult, Blatt Oskarshamn, Småland	70.89	14.03	1.69	0.49	0.37	2.14	3.26	5.62
72	»Wirbogränit«, Klubb, Blatt Oskarshamn, Småland	67.62	15.18	3.41	0.91	0.87	1.93	3.03	5.03
78	»Wirbogränit«, hornblendeführend, Onas, Finnland	71.08	14.26	1.12	2.31	0.53	0.96	3.49	5.61
74	»Uthammargranit«, mittelgrobkörniger rother Perthit-Quarz-Granit, Uthammar, Blatt Oskarshamn, ...	73.03	12.35	1.17	0.71	0.46	2.13	3.54	4.98
75	»Alögranit«, mittelgrobkörniger, roter, quarzreicher Granit, Stora Bergön, Blatt Oskarshamn	81.17	8.16	1.56	0.77	0.71	1.40	2.17	2.94
76	»Rother Wexiögranit«, mittelkörniger Perthit-Quarz-Granit, Hummelstad, Blatt Wästervik, Småland	78.50	10.95	0.36	0.70	0.18	1.00	3.15	4.97
77	Rother mittelkörniger Perthit-Quarz-Granit, Ankarsrum, Blatt Ankarsrum, Småland	76.82	11.59	0.69	1.17	0.37	1.03	3.44	4.74
78	»Götemargranit«, mittelgrobkörniger roter Perthit-Quarz-Granit, Insel »Jungfrun«, Kalmarsund, Blatt Oskarshamn	75.22	12.07	1.82	1.24	0.20	0.50	3.98	4.37
79	»Wänewiksgranit«, mittelgrobkörniger, roter Perthit-Quarz-Granit, Vänevik, Blatt Mönsterås, Småland	73.19	12.88	1.18	1.80	1.03	1.38	3.46	4.87
80	Kleinkörniger, roter Granit, Marieholm, Blatt Oskarshamn, Småland	70.69	13.94	0.79	1.89	0.98	1.99	2.56	5.03
81	»Tunagranit«, roter mittelkörniger Granit, Kvarnäs, Blatt Oskarshamn, Småland	75.62	11.81	—	1.59	0.55	0.36	2.83	5.78
82	»Tunagranit«, roter mittelkörniger Granit, Ängsdal, Blatt Oskarshamn, Småland	72.43	13.53	1.43	1.17	0.38	1.00	3.28	5.77
83	Rother Wexiögranit, mittelkörniger Granit, Sönnerrhult, Blatt Hvetlanda, Småland	74.81	12.96	0.69	0.53	0.40	1.20	3.26	4.96
84	»Augengranit«, Biotitreicher Granit, Högsby, Blatt Mönsterås, Småland	70.13	13.24	2.57	2.25	1.16	2.60	3.20	3.78
85	»Augengranit«, biotitreicher Granit, Finsjökvärn, Blatt Mönsterås, Småland	68.57	14.02	2.27	2.08	1.35	2.58	3.36	3.89
86	»Augengranit«, Runtorp, Blatt Kalmar, Småland	69.36	13.10	2.73	2.05	1.17	2.34	3.65	4.33
87	»Augengranit«, Brännemosse, Blatt Kalmar, Småland	67.31	13.26	5.46	1.32	1.08	3.57	3.09	3.17
88	»Hornblendegranit«, Smedserum, Blatt Oskarshamn, Småland	63.47	15.01	2.70	3.01	2.18	3.91	3.70	3.39
89	»Augengranit« (Titanitgranit), Flohult, Blatt Oskarshamn, Småland	60.83	15.12	3.88	4.82	1.97	4.11	3.50	3.15

IV. Massivgranite, die Hälleflingneformation umschliessende und auch von dieser intensiv umschlossene Granite.

Zusammensetzung							Metallatomzahlen in 100 %								Analytiker
H ₂ O	CO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	BaO	Summe	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K		
(0.90)	—	0.74	—	1.37	—	100.08	65.7	15.4	3.6	0.9	1.8	6.1	6.5	<i>H. Santesson</i>	
(0.43)	—	0.52	—	0.33	—	99.77	67.0	15.6	1.9	0.5	2.2	5.9	6.9	„	
(0.66)	—	0.84	—	0.49	—	99.97	64.4	17.1	3.6	1.2	2.0	5.6	6.1	„	
0.60	—	0.29	Spur	Spur	—	100.25	66.8	15.8	2.6	0.7	1.0	6.4	6.7	<i>Naima Sahlbom</i>	
(0.99)	—	0.32	—	0.56	—	100.24	69.1	13.7	1.8	0.7	2.1	6.5	6.1	<i>H. Santesson</i>	
(0.62)	—	0.30	—	0.41	—	100.21	78.5	9.3	2.1	1.0	1.5	4.0	3.6	„	
0.40	—	0.08	0.02	0.06	—	100.37	74.0	12.1	0.9	0.2	1.0	5.8	6.0	<i>R. Mauzelius</i>	
0.36	—	0.17	0.05	0.10	—	100.53	72.3	12.9	1.4	0.5	1.0	6.2	5.7	„	
0.15	0.11	0.34	—	0.13	—	100.13	70.9	13.4	2.3	0.3	0.5	7.3	5.3	<i>E. Östlund</i>	
0.35	—	0.35	0.03	0.17	—	100.69	68.3	14.5	2.3	1.4	1.4	6.3	5.8	<i>R. Mauzelius</i>	
(1.19)	—	1.01	—	0.29	—	100.36	67.7	15.7	2.3	1.4	2.0	4.7	6.2	<i>H. Santesson</i>	
(0.54)	—	0.59	—	—	—	99.67	72.3	13.2	1.2	0.7	0.4	5.2	7.0	„	
0.57	—	0.34	0.07	0.15	—	100.12	68.5	15.1	2.0	0.5	1.0	5.9	7.0	<i>R. Mauzelius</i>	
(0.71)	—	0.52	—	0.26	—	100.30	70.8	14.4	1.1	0.5	1.2	6.0	6.0	<i>H. Santesson</i>	
0.32	—	0.50	0.18	0.15	—	100.08	66.7	14.8	3.7	1.6	2.7	5.9	4.6	<i>R. Mauzelius</i>	
0.71	—	0.54	0.18	0.18	—	99.73	65.4	15.8	3.4	1.9	2.6	6.2	4.7	„	
0.95	—	0.35	0.21	0.15	—	100.39	65.7	14.6	3.7	1.6	2.4	6.7	5.3	„	
(0.43)	—	0.81	—	0.21	—	99.71	64.8	15.0	5.2	1.6	3.7	5.8	3.9	<i>H. Santesson</i>	
(0.87)	—	0.88	—	0.47	—	99.59	60.2	17.1	4.7	3.1	4.0	6.8	4.1	„	
(1.19)	—	1.35	—	0.39	—	100.31	58.5	17.2	7.0	2.8	4.2	6.5	3.8	„	

N:o	Granittypus und Lokalität	Prozentische chemische							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
IV. Archaische Massivgranite, die Häufigkeitsinformation umschliessende und auch von dieser (intrusiv) umschlossene Granite	90 »Augengranit« (»Titanitgranit«), Djupadal, Blatt Oskarshamn, Småland	61.44	17.00	1.90	3.39	1.73	4.26	3.01	4.90
	91 Grauer »Wexiögranit«, biotitreicher Granit, Stjärnvik, Blatt Huseby, Småland	61.35	17.84	4.13	2.28	1.81	6.08	4.39	0.45
	92 »Augengranit«, biotit-hornblendeführend, Källhult, Blatt Hvetlanda, Småland	54.28	19.41	7.14	2.68	2.63	6.83	3.02	2.05
	93 Rother »Grafversforsgranit«, grobkrist. Perthit-Quarz-Granit, Grafversfors, Blatt Stafsjö, Östergötland	76.90	12.53	0.99	0.66	0.17	0.86	2.36	4.92
	94 Dunkelbrauner »Grafversforsgranit«, grobkrist., bronzitführender Perthit-Quarz-Granit, Grafversfors, Blatt Staf-sjö	67.93	16.28	2.85	1.38	0.90	2.81	1.80	5.02
	95 »Filipstadsgranit«, grobkrist., dunkelge-färbter biotit-hornblende-führender Granit, Kortfors, Blatt Latorp, Wermland	68.79	12.85	4.07	2.16	0.70	2.60	2.30	4.97
	96 »Filipstadsgranit«, grobkristall., dunkel-gefärbter biotitführender Granit, Skärjen, Blatt Nora, Wermland	69.21	14.72	2.33	2.15	0.55	2.52	2.69	4.77
	97 »Filipstadsgranit«, grobkrist. flasriger biotit-hornblende-führender Granit, Gam-malkroppa, Kirchspiel Kroppa, Värmland	70.65	12.47	2.71	2.58	0.66	2.06	2.56	4.53
	98 Kugelgranit, dem Filipstadsgranit wahr-scheinlich zugehörig. Block, Kortfors. A) Die Kugel	55.72	21.35	—	8.81	0.63	5.10	5.71	1.23
	B) Die granitische Zwischenmasse	70.05	14.78	—	3.37	0.44	3.42	3.10	4.13
	100 »Åmåsgranit«, plagioklasreicher rot und grau gefärbter, mittelkörniger Biotitgranit, Åmål, Dalsland	62.02	11.76	5.71	2.87	2.79	4.09	3.65	3.71
	101 »Åmåsgranit«, Busholmen, Blatt Åmål, Dalsland	59.62	18.81	2.03	2.96	1.92	5.13	5.65	2.68
	102 »Åmåsgranit«, Ängskärr, Blatt Åmål, Dalsland	53.49	18.06	4.39	4.34	2.96	6.30	6.00	2.00
	103 Roter mittelgrobkörniger, sehr metamor-phosierter Quarz-Feldspat-Granit, Slirud, Kirchspiel Svanskog, Wermland	75.07	12.24	1.65	1.04	0.45	0.99	3.13	4.57
	104 Roter, mittelgrobkörniger, sehr metamor-phosierter Quarz-Feldspat-Granit, Stens-ön, Blatt Åmål Dalsland	72.22	12.15	0.87	1.77	1.06	2.21	3.56	3.51
	105 Kleinkörniger blassroter Granit, Gänge, Ulfserud, Blatt Baldersnäs, Dalsland	74.07	13.01	0.80	0.95	1.02	2.33	4.60	2.75
	106 »Bodanegrantit«, blassroter, kleinkörniger Granit, Sörskogen, Blatt Åmål, Dalsland	67.35	15.88	1.18	1.90	1.13	2.40	3.51	4.14
	107 »Salagranit«, grauer mittelkörniger Granit mit Hornblende; Plagioklas- und Quarz-reich Kifsta, Blatt, Sala, Westmanland	75.72	10.77	1.71	1.62	1.12	2.14	1.75	3.86
	108 »Upsalagranit«, Grauer mittelkörniger quarz- und plagioklasreicher Hornblenden-granit, Flogsta, Blatt Upsala, Uppland	65.26	14.96	1.14	4.92	0.70	3.30	2.54	4.70

Zusammensetzung							Metallatomzahlen in 100 %							Analytiker
H ₂ O	CO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	BaO	Summe	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	
(0.65)	—	1.14	—	0.75	—	100.17	58.3	18.9	4.6	2.5	4.3	5.5	5.9	<i>H. Santesson</i>
(0.32)	—	0.32	—	0.37	—	99.54	57.9	19.8	5.0	2.6	6.2	8.0	0.5	„
(0.64)	—	1.24	—	0.41	—	100.33	51.8	21.8	7.5	3.8	7.0	5.6	2.5	„
(0.43)	—	0.50	—	0.08	—	100.40	73.3	14.1	1.3	0.2	0.9	4.3	5.9	„
(0.53)	—	0.30	—	0.07	—	99.87	64.9	18.3	3.2	1.3	2.9	3.3	6.1	„
(0.67)	—	0.55	—	0.49	—	100.15	66.3	14.5	5.1	1.0	2.7	4.3	6.1	„
(0.80)	—	—	—	0.78	—	100.52	65.5	16.4	4.0	0.8	2.5	5.0	5.8	„
0.44	—	0.50	—	0.06	0.10	99.32	68.3	14.1	4.0	1.0	2.2	4.8	5.6	<i>R. Mauzelius</i>
(0.46)	—	0.57	—	0.36	—	99.94	51.8	23.4	7.1	0.9	5.1	10.3	1.4	<i>H. Santesson</i>
(0.42)	—	0.19	—	0.22	—	100.12	66.1	16.5	2.8	0.6	3.4	5.6	5.0	„
1.32	—	1.80	0.61	Spur	—	100.33	60.3	13.4	6.5	4.0	4.3	6.9	4.6	<i>O. Berg</i>
(1.04)	—	—	—	—	—	99.84	54.9	20.4	3.7	2.7	5.1	10.0	3.2	<i>A. E. Törnebohm</i>
(1.58)	—	—	—	—	—	99.12	50.0	19.9	6.4	4.2	6.3	10.8	2.4	„
0.87	—	0.26	0.19	0.09	—	100.55	71.3	13.7	2.1	0.6	1.0	5.7	5.6	<i>R. Mauzelius</i>
(2.04)	—	—	—	—	—	99.39	69.5	13.7	2.1	1.5	2.3	6.6	4.3	<i>A. E. Törnebohm</i>
(0.86)	—	—	—	Spur	—	100.39	69.1	14.3	1.3	1.4	2.3	8.4	3.2	<i>D. Hummel und E. Erdmann</i>
(1.35)	—	—	—	—	—	98.84	64.2	17.9	2.4	1.6	2.4	6.5	5.0	<i>A. E. Törnebohm</i>
0.98	—	0.26	0.08	0.13	0.06	100.20	73.1	12.3	2.7	1.6	2.2	3.3	4.8	<i>R. Mauzelius</i>
(2.16)	—	—	—	—	—	99.68	63.2	17.0	4.8	1.0	3.4	4.8	5.8	<i>M. Stolpe</i>

N:o	Granittypus und Lokalität	Prozentische chemische							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Archaische Massivgranite	109 »Upsalagranit«, kleinkörnig, Berthåga, Blatt Upsala	67.67	14.76	2.06	2.65	1.59	3.95	3.14	4.27
	110 »Upsalagranit«, kleinkörnig, röthlich, Rickomberga, Blatt Upsala	67.77	14.45	1.42	3.71	1.35	3.90	4.39	1.49
	111 »Upsalagranit«, rötlich, Ekebysjön, Blatt Upsala	68.53	16.26	0.39	2.57	1.04	3.25	4.12	3.14
	112 »Upsalagranit«, typisch, Upsala	69.95	12.30	2.09	2.72	2.03	4.26	1.99	3.13
	113 »Upsalagranit«, Tarmilången, Blatt Skattmansö, Uppland	70.45	11.68	2.43	2.71	2.14	4.13	2.02	2.28
	114 »Wängegranit«, rother, quarzreicher, ziemlich grobkristallinischer Quarz-Feldspat-Granit mit ein wenig Hornblende. Ulfhällarne, Blatt Skattmansö	80.99	10.15	1.38	—	0.33	1.69	1.40	4.24
	115 »Wängegranit«, Mörtsjön, Blatt Skattmansö	76.45	11.64	0.98	1.03	0.38	1.30	2.40	4.85
	116 »Linagranit«, blassrother Quarz-Feldspat-Granit, hochgradig metamorphosiert, Linafluss unweit Gellivara, Lappland	74.30	12.20	2.22	0.88	0.27	1.09	2.82	5.00
	117 »Pessinengranit«, blassrother Quarz-Feldspatgranit, wenig metamorphosiert, Pcsinenfluss an der Torneträsk-See, Lappland	67.49	13.85	3.55	1.95	0.53	1.50	3.60	5.56
	118 »Wassijauregranit«, grauer, grobkrist., biotitreicher Granit, station Riksgränsen Ofotenbahn, Lappland	67.80	14.08	3.24	1.60	0.67	2.61	3.42	4.87
	119 »Wassijauregranit«, Weniger grobkrist., noch biotitreicher, Anhalt »Björkstugan« Ofotenbahn, Lappland	63.68	13.31	2.94	3.40	2.45	2.66	4.89	4.27
V. Gneissgranite, hauptsächlich Kernmassivgranite	120 »Granulierter Granit. Sog. Järngneis (Eisengneiss, besser Magnetitgneiss, auch Granitit genannt), Arild, Blatt Kullen, Skåne	76.64	13.50	0.50	—	0.12	0.65	3.48	5.51
	121 »Järngneis«, (Eisengneiss, Magnetitgneiss) granulierter Granit, Stenshufvud, Blatt Simrishamn, Skåne	69.63	13.11	3.31	1.25	0.69	2.09	2.90	5.07
	122 »Gneissgranit«, »Järngneis«, granulierter Granit, Lönhult, Blatt Vidtsköffe, Skåne	70.44	12.74	3.56	1.03	0.81	2.30	2.94	4.64
	123 »Gneissgranit«, »Järngneis«, Näfänge, Blatt Linderöd, Skåne	68.81	14.30	3.04	0.92	0.32	1.47	4.30	5.39
	124 »Bedens granit«, grau, ziemlich grobkrySTALLINISCH mit Hornblende, Beden, Kirchspiel Villie, Skåne	61.67	13.70	3.91	4.61	1.72	4.33	3.02	4.37
	125 »Warberggranit«, Granulierter Gestein von granito-dioritischer Zusammensetzung, Apelvik, Blatt Warberg, Halland	53.96	15.98	2.76	6.16	1.58	5.82	4.18	3.72
	126 »Warbergsgranit«, Steinbruch bei der Festung von Warberg	60.12	16.63	2.19	4.79	0.82	3.75	4.73	4.25
	127 »Banatit«, granulierter gneisartiges Gestein, Kockenhus, Blatt Kullen, Skåne	64.02	20.45	2.85	—	1.28	4.51	3.34	3.54

Zusammensetzung							Metallatomzahlen in 100 %								Analytiker
H ₂ O	CO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	BaO	Summe	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K		
(1.02)	—	—	—	0.74	—	101.85	62.9	16.2	4.1	2.2	3.9	5.6	5.1	M. Stolpe	
(1.90)	—	—	—	0.84	—	101.22	63.8	16.0	4.6	1.9	3.9	8.0	1.8	,	
(1.96)	—	—	—	—	—	101.26	64.0	17.9	2.2	1.4	3.2	7.5	3.8	,	
0.91	—	0.42	0.12	0.13	0.06	100.11	67.4	13.9	3.8	2.9	4.4	3.7	3.9	R. Mauzelius	
0.97	—	0.50	0.16	0.17	Spur	99.64	68.4	13.4	4.2	3.1	4.3	3.8	2.8	,	
—	—	—	—	Spur	—	100.18	77.6	11.4	1.1	0.5	1.7	2.5	5.2	D. Hummel	
0.56	—	0.12	0.07	0.06	0.07	99.91	73.2	13.1	1.5	0.5	1.3	4.5	5.9	R. Mauzelius	
1.00	—	0.24	0.24	0.08	—	100.34	71.1	13.8	2.3	0.4	1.1	5.2	6.1	,	
0.80	—	0.61	0.33	0.08	—	99.85	64.5	15.6	4.1	0.7	1.6	6.7	6.8	,	
1.05	—	0.50	0.05	Spur	—	99.89	64.7	15.8	3.5	1.0	2.7	6.3	6.0	O. Berg.	
0.93	—	0.45	0.60	0.25	—	99.83	60.2	14.9	4.8	3.4	2.7	8.9	5.1	T. Sundberg. FeO- Bestimmung von R. Mauzelius	
—	—	—	—	—	—	100.40	71.4	14.8	0.1	0.2	0.6	6.3	6.6	L. Ramberg	
0.26	—	0.93	0.25	0.25	—	99.74	66.8	14.9	3.6	1.0	2.1	5.4	6.2	R. Mauzelius	
0.77	—	0.60	0.26	0.23	0.10	100.42	67.5	14.4	3.6	1.2	2.3	5.4	5.6	,	
0.92	—	0.42	0.14	0.15	0.09	100.27	64.9	15.9	3.0	0.4	1.5	7.8	6.5	,	
0.40	—	1.38	0.44	0.20	—	99.75	59.6	15.6	6.7	2.5	4.5	5.7	5.4	,	
0.27	FeS ₂ =0.35	2.45	1.85	0.27	0.19	99.54	54.5	19.0	7.5	2.4	3.7	8.1	4.8	,	
0.25	—	0.95	0.77	0.10	0.21	99.56	57.7	18.8	5.5	1.1	2.9	8.8	5.2	,	
—	—	—	—	—	—	99.99	59.3	22.3	2.0	1.8	4.4	6.0	4.2	L. Ramberg	

N:o	Granittypus und Lokalität	Prozentische chemische							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
oder massige Relikten der metamorphischen Regionen des Grundgebirges	128 »Augitgranit«, Svolvaer, Lofoten, Norwegen	70.04	12.72	2.16	2.61	0.22	0.94	4.40	5.05
	129 »Waggerydgranit«, sehr grobkristallinischer dunkelgefärbter flasriger und quarz- armer Biotitgranit, Eisenbahnstation Waggeryd	61.51	17.31	3.50	3.03	0.69	2.41	4.53	5.18
	180 »Gneissgranit«, roter biotitreicher granu- lierter Granit, Nya Varfvet, Blatt Göte- borg	63.74	14.87	3.72	2.21	1.93	4.90	3.06	3.29
	181 »Augengneissgranit«, roter, schiefriger und granulierter, ursprünglich mittelgrob- körniger Granit von einfacher Quarz- feldspatzusammensetzung, Slottsskogen, Göteborg	73.30	12.77	1.87	0.74	0.44	1.32	2.86	5.56
	182 Roter feinkörniger Granit, als Lager- gänge auftretend, Vegagatan, Göteborg	75.69	11.64	1.30	0.84	0.20	0.75	2.42	6.16
	183 Roter feinkörniger Granit, Lagergänge an der Johanniskirche, Göteborg . . .	75.34	12.51	0.62	1.52	0.20	0.40	2.00	6.55
	184 »Roter grober Gneiss mit grünem Glim- mer« (Kroppefällsgneiss), Östra Solsjön, Blatt Baldersnäs, Dalsland	71.78	13.65	2.04	0.96	0.19	1.16	6.12	4.15
	185 »Grobschieferiger grauer Gneiss« (Jerbo- gneiss), Eketjärn, Blatt Baldersnäs, Dals- land	67.16	16.74	2.13	1.96	1.10	3.96	2.83	2.38
	186 Grauer, flasriger, mittelkörniger, biotitrei- cher Granit, Flakulla, Blatt Karlskrona, Blekinge.	66.43	15.03	4.55	0.75	1.65	4.61	2.94	2.76
	187 Grauer Gneissgranit, Fabbemåla, Blatt Karlskrona, Blekinge	67.32	13.76	4.12	1.44	1.70	4.32	3.10	2.10

Zusammensetzung							Metallatomzahlen in 100 %								Analytiker
H ₂ O	CO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	BaO	Summe	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K		
0.63	—	0.45	—	—	—	99.22	66.6	14.2	3.6	0.3	1.0	8.1	6.2	R. Mauzelius u. a.	
(0.59)	—	0.39	—	0.46	—	99.60	57.8	19.1	5.2	1.0	2.5	8.2	6.2	H. Santesson	
0.94	—	0.69	0.36	0.15	—	99.86	61.4	16.9	4.6	2.8	4.6	5.7	4.0	O. Berg	
0.90	—	0.38	0.12	—	—	100.26	69.8	14.3	2.0	0.6	1.3	5.3	6.7	R. Mauzelius	
0.66	—	0.16	0.04	0.21	—	100.07	72.1	13.1	1.8	0.3	0.7	4.5	7.5	„ u. O. Berg	
0.36	—	0.15	—	0.23	—	99.88	71.9	14.0	1.8	0.3	0.4	3.6	8.0	E. Östlund	
(0.46)	—	—	—	—	—	100.51	—	—	—	—	—	—	—	D. Hummel	
(0.78)	—	—	—	Spur	—	99.04	64.3	18.8	3.0	1.6	4.1	5.3	2.9	E. Erdmann	
(0.80)	—	0.33	—	0.29	—	100.14	63.2	16.8	4.1	2.4	4.7	5.4	3.4	H. Santesson	
(0.76)	—	0.49	—	0.49	—	99.60	64.7	15.6	4.5	2.4	4.4	5.8	2.6	„	

5. Yttriumhaltiger Mangangranat.

Von

Carl Benedicks.

Seltene Erdmetalle sind einigemal als in verschiedenen Granaten enthalten angegeben worden.

Im Jahre 1840 teilte APJOHN¹ der Irländischen Akademie mit, dass er in einem von ihm untersuchten böhmischen Pyrop (Magnesiumtongranat) 3 % der sehr seltenen Yttererde entdeckt habe.

Die Mitteilung veranlasste HAUSMANN,² eine genauere Untersuchung ausführen zu lassen, bei welcher sich jedoch ergab, dass Yttererde nicht entdeckt werden konnte.

Von BERGEMANN³ wurde i. J. 1854 als »Yttergranat« ein Kalkeisengranat aus Brevig bezeichnet, welcher nach der Analyse dieses Forschers einen Gehalt an Yttererde von nicht weniger als 6,66 % aufwies.

Die betreffende Analyse hatte folgendes Aussehn (Analyse A):

	A.	B.	Spez. Gew. 3,88.
SiO ₂	34,94	33,36	
Fe ₂ O ₃	30,01	—	
FeO	—	34,60	
MnO	1,09	1,81	
MgO	0,50	Spuren	
CaO	26,04	25,80	
Y ₂ O ₃	6,66	—	
TiO ₂ + ZrO ₂	—	3,07	
	99,24	98,64	

¹ DR. APJOHN. Phil. Mag. 19 (1841), 594.

² J. F. L. HAUSMANN. Handbuch d. Min., Göttingen 1847, II, 596. (Siehe auch HINTZE Handb. d. Min., Leipzig 1897, II, 66.)

³ C. BERGEMANN. Niederrhein. Ges. f. Nat. Bonn. 12 (1854), I.

Bull. of Geol. 1905.

Unter B. findet sich eine von BERGEMANN¹ einige Jahre früher veröffentlichte Analyse eines titanhaltigen Granats angegeben, der nach BRÖGGER² von demselben Fundort, Stokö in der Nähe von Brevig, herstammte, und der wahrscheinlich mit dem ersteren identisch war.

Wenn schon die Übereinstimmung zwischen diesen Analysen verschiedenen zu wünschen übrig liess, so wurde dass Resultat hinsichtlich des Gehalts an Yttererde ziemlich zweifelhaft, als BRÖGGER³ i. J. 1890 eine von G. V. PETTERSSON an Material von demselben Fundort ausgeführte Analyse mitteilte, die hier wiedergegeben wird:

SiO ₂	31,51	Spez. Gew. 3,85.
TiO ₂	3,52	
Fe ₂ O ₃	26,68	
Mn ₂ O ₃	2,15	
Al ₂ O ₃	2,01	
Y ₂ O ₃	0,38	
CaO	30,78	
MgO	0,38	
Na ₂ O	0,79	
H ₂ O	0,43	
	98,63	

Die Yttererde wurde also von PETTERSSON als sehr unbedeutend befunden, nur 0,38 %/. Auch wird in den mineralogischen Handbüchern, z. B. bei DANA,³ BERGEMANN'S Resultat als zweifelhaft bezeichnet.

I. J. 1868 publizierte WEBSKY⁴ die Analyse eines Eisentongranats von Schreiberbau in Schlesien, in welchem Yttererde enthalten war:

SiO ₂	35,83	Spez. Gew. 4,197.
Al ₂ O ₃	20,65	
Y ₂ O ₃	2,64	
MnO	8,92	
FeO	31,52	
CaO	0,76	
	100,32	

Andere Angaben über Yttriumgehalt in Granaten dürften in der Litteratur nicht vorkommen.

Als ich vor einigen Jahren an dem bekannten Mineralfundort Kärarfvet bei Falun einen Granat einsammelte, der dort verhältnismässig reich-

¹ C. BERGEMANN. Pogg. Ann. 84 (1851), 486.

² W. C. BRÖGGER. Zeitschr. f. Krist. 16 (1890), 169.

³ E. S. DANA. Descriptiv Min., 6 ed., 1892, 443.

⁴ M. WEBSKY. Zeitschr. d. geol. Ges. 20 (1868), 257.

lich vorkommt — Sammler hatten ihm wahrscheinlich kein grösseres Interesse beigemessen; man sieht indessen oft in Sammlungen Granate von diesem Fundort in Zusammenhang mit anderen Mineralien — schien es mir von Interesse, zu sehn, ob dieser Granat, von einem an seltenen Erdmineralien sonst reichen Fundort, nicht möglicherweise die früheren Angaben über Yttriumgehalt bestätigen könnten.

Eine qualitative Prüfung zeigte, dass wirklich Yttererde enthalten war, wenn auch in ziemlich geringer Menge. Darauf folgende quantitative Bestimmungen, wie sie in untenstehender Analysentabelle vorgelegt werden, ergaben, dass der Granat unerwarteterweise aus einem Mangantongranat, Spessartit, bestand.

Der Spessartit kommt in ziemlich grossen, runden Stücken, oft mehrere cm, in Quarz oder Albit vor. Im allgemeinen ist undeutliche Kristallbegrenzung vorhanden. Das Mineral ist deutlich stark gepresst und dicht von feinen Spalten durchzogen, welche bewirken, dass es ziemlich leicht zerbröckelt.

Hinsichtlich der Farbe bestehen zwei deutlich verschiedene Varietäten, hellrot und dunkelbraun (mit einem Stich ins Grüne).

Von beiden gelang es mir, einige wohlausgebildete Krystalle zu finden. Sie zeigten das für Granate gewöhnliche Ikositetraeder (211); die gemessenen Winkelwerte stimmten vollständig mit den theoretischen Werten überein: $\angle 211 : 2\bar{1}1 = 48^\circ,2$ und $\angle 211 : 121 = 33^\circ,6$.

Dem Rhombendodekaeder oder anderen Formen angehörige Flächen kamen nicht vor.

Unter dem Mikroskop konnte kein typischer Unterschied zwischen den beiden verschiedenfarbigen Varietäten entdeckt werden. Beide waren durchsichtig und völlig isotrop. Fremde Einschlüsse schienen nicht vorzukommen, aber längs den zahlreichen Spalten ist das Mineral dunkler; bisweilen ist in den Spalten schwache Doppelbrechung zu sehn, in ihnen sekundär abgesetzte fremde Substanz andeutend.

An einer Reihe von Stellen ist das Mineral von kleinen weissen oder gelben, opaken Partien durchzogen, die unter dem Mikroskop sich als doppelbrechend erweisen. Diese opaken Partien, die gegen den Granat scharf begrenzt sind, zeigen recht eigentümliche, von dem Granat umschlossene Loben, wie beifolgende Mikrophotographie bei 90-facher Vergr. und in gewöhnlichem Licht sie ziemlich gut abbildet. Wegen des sehr spärlichen Vorkommens dieser Substanz habe ich nicht feststellen können, in welchem Zusammenhang sie mit dem Spessartit steht. Sie kommt meistens in der Nähe von Albit vor; bei Behandlung mit Chlorwasserstoffsäure wird sie teilweise, unter Entwicklung von Kohlendioxyd, gelöst. Aus der so entstandenen Lösung bildet sich mit Oxalsäure kein Niederschlag von Erdmetalloxalat.

Die einzige in dem sorgfältig ausgelesenen Analysenmaterial enthaltene Verunreinigung dürfte die in den Spalten vorkommende Substanz sein, die natürlich nicht vermieden werden kann.

Bestimmungen des spezifischen Gewichts zeigten nur unbedeutenden Unterschied zwischen den beiden Varietäten. Folgende Werte wurden erhalten:

Spez. Gewicht.

Hellroter Spessartit.	Dunkelbrauner Spessartit.
$\begin{array}{l} 4,198 \\ 4,196 \end{array} \left. \vphantom{\begin{array}{l} 4,198 \\ 4,196 \end{array}} \right\} 4,197$	$\begin{array}{l} 4,075 \\ 4,060 \end{array} \left. \vphantom{\begin{array}{l} 4,075 \\ 4,060 \end{array}} \right\} 4,068$

Analysen führte ich teils an der hellroten, teils an der dunkelbraunen Varietät aus. Für die Ausführung der unter 2 angegebenen Analyse habe ich Herrn Fil. Lic. O. TENOW zu danken.

Folgende Resultate wurden erhalten:

	<i>Hellrot.</i>		<i>Dunkelbraun.</i>	<i>Theoretisch.</i>
	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	35,67	36,29	35,86	36,4
Al ₂ O ₃	22,50	19,15	22,84	20,6
Y ₂ O ₃	1,19	1,18	1,23	
FeO	19,17	18,76	22,01	} 43,0
MnO	21,91	23,44	18,80	
CaO	Spuren	0,56	Spuren	
	100,44	99,88	99,74	100,0

Von den unter 1 aufgeführten Werten sind die für SiO₂, Y₂O₃ und FeO Durchschnittszahlen aus zwei Bestimmungen.

Aus den Analysen geht hervor, dass der Yttriumgehalt in sämtlichen Fällen gleich annähernd 1,2 % gefunden wurde. Da das Erdmetalloxalat aus eisenhaltiger Lösung etwas eisenhaltig auszufallen pflegt, wurde es zweimal gefällt. Das erhaltene eisenfreie Oxyd war für rohe Yttererde ungewöhnliche hell in der Farbe; es hatte einen Stich ins Lachsgelbe, an die gewöhnliche Farbe des Samariumoxyds erinnernd.

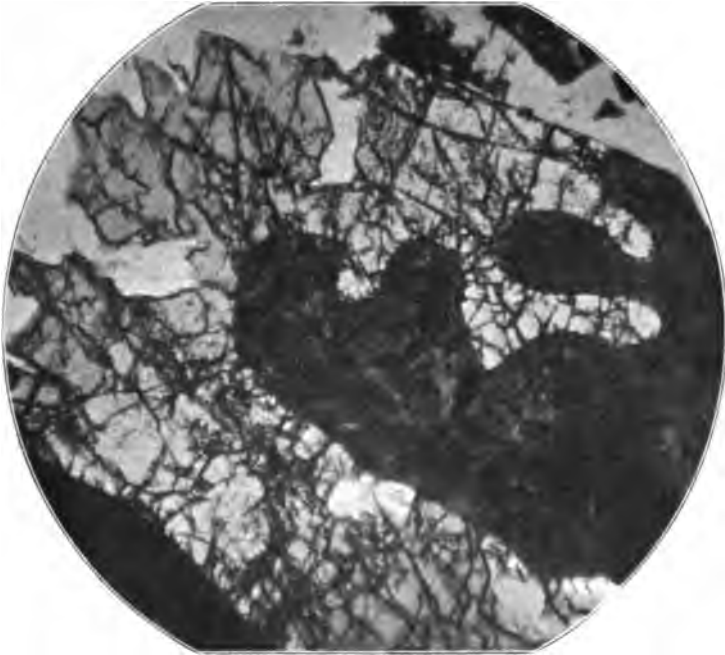
Ferner geht daraus hervor, dass der Mangangehalt beträchtlich und dass das Mineral entschieden als Spessartit zu rubriziren ist. Mit der theoretischen Zusammensetzung dieses letzteren, nach der Formel 3MnO.Al₂O₃.3SiO₂, stimmen die Analysen ziemlich gut überein, wie man aus der Kolumne 4 ersieht; am besten scheint die Analyse 2 sich den berechneten Werten anzuschließen.

Das ein deutlicher Unterschied in der Zusammensetzung zwischen der hellroten und der dunkelbraunen Varietät aus den Analysen hervorgehe, lässt sich kaum sagen, wahrscheinlich aber hängt die dunklere Farbe der letzteren damit zusammen, dass sie reicher an Eisenoxydul und weniger reich an Manganoxxydul ist als die erstere.

Der Yttriumgehalt ist zwar sicher konstatiert, aber es liesse sich stets vermuten, dass er vielleicht von einer späteren Infiltration herrührte —

obwohl Kohlendioxyd nicht beobachtet werden konnte. In solchem Fall liess sich indessen erwarten, dass sie mit Leichtigkeit durch verdünnte Säuren herausgelöst werden würde.

Um zu entscheiden, wie es sich hiermit verhielt, wurden 1,727 g feinpulverisirten hellroten Minerals während 6 Stunden im Wasserbade mit 150 ccm 7,5 %iger Chlorwasserstoffsäure digerirt. Die Lösung, die auch bei gewöhnlicher Temperatur die Nacht über stehen blieb, war gelb gefärbt, obwohl das Mineralpulver dem Äussern nach unangegriffen schien.



C. B. Photo.

Opake Einschlüsse im yttriumhaltigen Mangangranat.

Gew. Licht; Vergr. 90 X.

Eine an der Lösung ausgeführte Analyse zeigte, dass folgende Mengen, angegeben in % der abgewogenen Substanzmenge, in Lösung gegangen war.

SiO ₂	5,5
Al ₂ O ₃	nicht bestimmt
Y ₂ O ₃	0,7
FeO	3,1
MnO	1,4
CaO	nicht bestimmt

Von der Kieselsäure und dem Eisenoxydul war also $\frac{1}{n} - \frac{1}{7}$ in Lösung gegangen, von der Yttererde dagegen über die Hälfte. Beruhte der

Yttriumgehalt auf einer sekundären Infiltration, so sollte man erwarten, dass sich mehr gelöst hätte; ein sicherer Schluss dürfte sich jedoch nicht ziehen lassen, da doch immerhin die gelöste Yttriummenge nicht unbedeutend ist.

Mangangranat dürfte ein in Schweden weniger gewöhnliches Mineral sein. Analysen darüber liegen, soweit mir bekannt, nur in zwei Fällen vor. D'OHSSON¹ teilte 1820 eine von ihm vorgenommene Analyse an einem Granat von Finnbo mit, der die folgende Zusammensetzung zeigte:

SiO ₂	39,00
Al ₂ O ₃	14,80
FeO	15,44
MnO	27,90
W-halt. SnO ₂	0,50
Si- » SnO ₂	0,50
	<u>97,64</u>

Diese Analyse stimmt ja recht schlecht mit der theoretischen Zusammensetzung des Spessartits oder mit den obigen Analysen überein.

Eine bedeutend bessere Übereinstimmung mit diesen zeigt eine von WEIBULL² 1883 veröffentlichte Analyse eines manganhaltigen Eisentongranats von V. Silfberget. Diese ergab:

SiO ₂	36,03
Al ₂ O ₃	20,91
FeO	21,26
MnO	17,79
CaO	4,43
	<u>100,42</u>

Dieses stimmt ja sehr nahe mit den oben angeführten Analysen überein; ein Teil des Manganoxyduls ist offenbar durch Kalk ersetzt.

Zusammenfassend kann also gesagt werden:

Der bei Kårarfvet vorkommende Granat, von dem eine Analyse bisher nicht publiziert worden, besteht aus Mangantongranat, Spessartit.

Bezüglich des Yttriumgehalts der Granate erhalten wir folgende Angaben:

¹ C. D'OHSSON. K. Vetenskapsakademiens Handl. 1817, 23; Schweiggers Journ. 30 (1820), 23.

² M. WEIBULL. Geol. Fören. Förh. 6 (1882—1883), 503.

Mg-Al-Granat, Pyrop: 3 % Y_2O_3 (APJOHN); 0,0 % Y_2O_3 (HAUSMANN).
Fe-Al-Granat, Almandit: 2,64 % Y_2O_3 (WEBSEY).
Mn-Al-Granat, Spessartit: 1,20 % Y_2O_3 (Vorliegende Arbeit.)
Ca-Fe-Granat, Andradit: 6,66 % Y_2O_3 (BERGEMANN); 0,38 % Y_2O_3 (PETTERSSON).

Uppsala, Chemisches Universitätslaboratorium, Mai 1906.

6. Umwandlung des Feldspats in Sericit (Kaliglimmer).

Von

Carl Benedicks.

Bei den meisten schwedischen Feldspatvorkommnissen beobachtet man, dass der Feldspat an der Oberfläche und in der Nähe der Risse mit einer gelben Substanz überzogen ist, deren Farbe sich bisweilen ins grün, bisweilen ins rot zieht. Dieselbe Erscheinung findet man oft bei Ytterby, Kårarfvet, Österby (Dalekarlien) und bei anderen Pegmatitvorkommnissen.

Die Ursache, dass diese allgemein vorkommende Substanz noch nicht untersucht worden ist, dürfte darin liegen, dass dieselbe im Allgemeinen nur in so dünnen Schichten zu finden ist, dass sich kaum genügend reines Analysenmaterial sammeln lässt.

Bei einem Besuch in der Quarzgrube von Österby im Jahre 1899 gelang es mir jedoch, die fragliche Substanz in centimeterdicken, anscheinend ganz homogenen Stücken zu erhalten, die sich gut zu Analysen zu eignen schienen. Dadurch wurde es mir möglich, die Natur derselben festzustellen.

Die Analysen wurden in der Abteilung für quantitative Analyse des hiesigen Chem. Universitätslaboratoriums durchgeführt, und zwar 1. an reinem Albit, aus welchem die gelbe Substanz, wie es scheint, durch irgend welche Umwandlung gebildet ist, und 2. an zwei verschiedenen Proben der gelben Substanz.

Das folgende Analysenresultat hat sich ergeben:

Analyse.

	1. Albit. Analyse von Fil. Kand. Eva Ramstedt.	2. Umwandlungs- produkt. Analyse von Fil. Kand. A. Odencrants.	3. Do. Analyse von Fil. Stud. W. Nisser.	4. Sericit- analysen.
SiO ₂	68,30	53,10	50,33	41,33—55,80
Al ₂ O ₃	18,86	22,88	32,99	19,28—36,76
Fe ₂ O ₃	0,56	4,65	0,31	Spur — 3,81 (17,87)
CaO	0,59	0,31	0,50	0,14—0,63
MgO	—	—	0,91	0,50—2,06
K ₂ O	0,32	10,18	6,76	4,41—11,67
Na ₂ O	11,50	3,19	2,84	0,72—4,00
H ₂ O (Glühverl.)	0,26	5,99	5,39	3,77—6,19
	100,39	100,30	100,03	

Es geht daraus hervor, dass die gefundene Zusammensetzung des Albits sehr nahe mit der theoretischen übereinstimmt, welche fordert: SiO₂ 68,7, Al₂O₃ 19,5, CaO 0,0 und Na₂O 11,8 %.

Die beiden Analysen des Umwandlungsproduktes lassen zwar unter sich sehr erhebliche Abweichungen zum Vorschein kommen, sie zeigen jedoch unzweideutig, dass das Produkt aus derjenigen Varietät des Kaliglimmers besteht, die als *Sericit* bezeichnet wird. In der letzten Spalte der Tabelle wurden die Grenzwerte der zugänglichen Sericitanalysen (nach Dana's Mineralogie) angegeben; wie ersichtlich fallen die gefundenen Werte jedenfalls innerhalb dieser Grenzwerte.

Als Grund der, ganz besonders bei den Al-Bestimmungen, grossen Abweichungen der beiden Analysen scheint mir ein verschiedener Umwandlungsgrad der beiden Proben kaum allein genügend. Die Richtigkeit der Analysen näher zu kontrollieren schien mir jedoch nicht der Mühe wert, weil jedenfalls die Zusammensetzung des Sericits aus denselben hervorgehen dürfte.

Tatsächlich zeigt die mikroskopische Untersuchung dass ein ganz homogenes Umwandlungsprodukt *nicht* vorliegt, sondern dass in beiden Fällen eine gewisse, wahrscheinlich verschiedene Menge unzersetzten Albits, und möglicherweise auch von Quarz, vorhanden ist. Die Abscheidung des unzersetzten Albits mittels schwerer Flüssigkeiten war wegen des unbedeutenden Unterschiedes der spez. Gewichte nur schwierig durchzuführen; und völlig ausgeschlossen war es, die zu analysierende Probe während 5 Monate mit Chlorwasserstoffsäure zu digerieren, um Quarz,

Feldspat und Glimmer gänzlich wegzuschaffen, wie bei der äusserst sorgfältigen Sericitanalyse LASPEYRES¹ geschehen ist.

Dazu kommt noch, dass alle übrigen Kennzeichen mit denjenigen des Sericits übereinstimmen; auch wäre, nach den eingehenden Untersuchungen LASPEYRES, die bewiesen haben, dass die Zusammensetzung des Sericits, unter Voraussetzung völliger Reinheit, mit derjenigen des Kaliglimmers genau übereinstimmt, eine neue diesbezügliche Untersuchung von wenig Interesse.

Die Farbe des Minerals, ist, wie schon angegeben, eine gelbe, mit Stich ins Ziegelrote, oder, wie besonders bei Ytterby häufig zu beobachten ist, eine gelbgrüne.

Das Mineral, das sich wie Talk anfühlt, hat Fettglanz. An grüngefärbten Stücken beobachtet man oft ein Übergangsstadium zwischen kryptokrystallinischer Substanz und glänzenden Glimmerschuppen. Dieser Umstand hat mich auch früher dazu veranlasst, in diesem Umwandlungsprodukt feinkörnigen Glimmer zu vermuten. Dies letztere gilt namentlich von den bei Kårarfvet und Ytterby gesammelten Stücken. Am letzteren Platze beobachtet man oft, wie der Feldspat durch die Sericitisierung eine grüne Farbe angenommen hat, im übrigen jedoch seine Spaltrichtungen und sein Aussehn überhaupt beibehalten hat. In grobkörnigem Granit — z. B. bei Djursholm — habe ich eine solche grünliche Färbung des Feldspates beobachtet, die überhaupt eine ziemlich häufige Erscheinung zu sein scheint.

Der Härtegrad liegt zwischen 1 und 2.

Vor dem Blasrohr schmilzt das Mineral nach vorübergehender Schwarzfärbung unter schwacher Blasenbildung mit starkem Aufschwellen zu einem reinweissen Emaille der mit Kobaltnitrat beim Anblasen Blaufärbung ergibt.

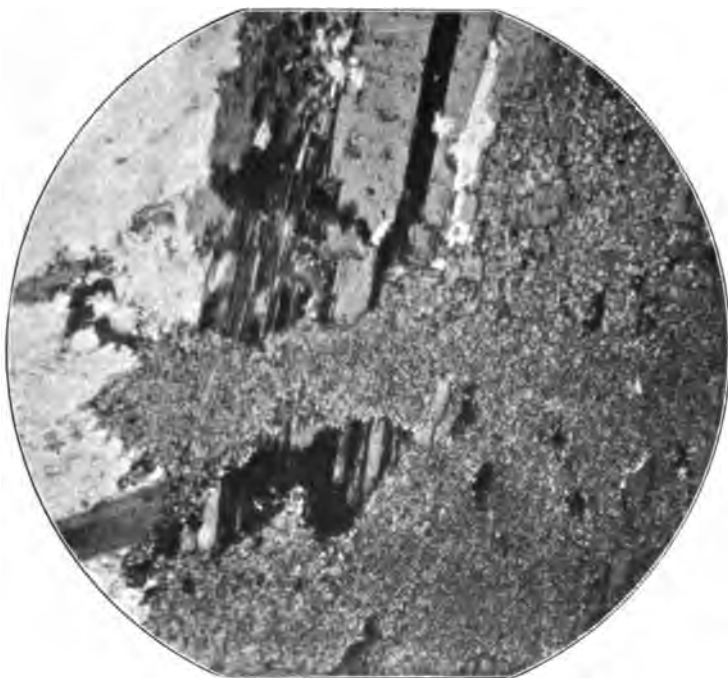
Das *spez. Gewicht* des Minerals, bestimmt mittelst der Schwebemethode, ist, wie ich fand, 2.73, während das *spez. Gewicht* des umgewandelten Albits 2.63 war. Der erstere Zahlenwert ist etwas niedriger als die früher für Sericit angegebene Ziffer.

Es ist bereits erwähnt worden, dass sich, wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, im Sericit hier und dort noch Spuren von Albit fanden. Das mikroskopische Aussehn dürfte in deutlicher Weise hervorgehen lassen, dass der Sericit durch Umwandlung *in situ* aus dem Albit entstanden ist. Man kann Albitpartien mit charakteristischer Zwillingsstreckung beobachten, welche auf beiden Seiten von Sericitpartien weiterlaufen, welche letztere wiederum sich, dem Aussehn nach, so zu sagen in den Albit hineingefressen haben. Man vergleiche das beigefügte Mikrophotogramm, welches bei 90-facher Vergrösserung und gekreuzten Nicholen aufgenommen ist. Die Fortsetzungen der Zwillingsstreckung zu beiden Seiten der Sericitpartie in der Mitte ist allerdings nicht besonders deutlich, aber im Übrigen ist das erhaltene Bild typisch.

¹ H. LASPEYRES. Z. f. Kristallogr. 3 (1880), 244.

Bei stärkeren Vergrößerungen zeigt der Sericit an den Stellen, wo er, an den Albit grenzend, in isolierten Krystallen beobachtet werden kann, feine Nadeln, die oft sphärolitisch angeordnet sind. In dichteren Partien scheinen diese Nadeln in gestreckte blattförmige Massen überzugehen.

Die Bildungsweise des Sericits ist schon vielfach diskutiert worden. Schon LIST,¹ der zuerst den Sericit beschrieben hat, nahm an, dass derselbe aus dem Albit gebildet sei und LASPEYRES² kommt zu der Überzeugung, dass er aus Feldspat, Orthoklas und Plagioklas, gebildet sei. Diese Auffassung, die wohl nunmehr die allgemeine sein dürfte, scheint



Albit aus Österby, teilweise in Sericit umgewandelt.
Vergr. 90 ×; gekreuzte Nischen.

mir nach mikroskopischer Untersuchung von Sericitstücken von Österby und Ytterby ohne Zweifel das Richtige zu treffen.

Ganz von selbst wirft sich einem die Frage auf, wo die Ursache zu einer solchen Umwandlung zu suchen sei. Hierbei hat man zunächst zu beachten, dass der Sericit vorzugsweise längs und in der Nähe von vorhandenen Rissen im Gestein vorkommt und dass man ihn überhaupt vor allem in Gesteine beobachtet, die durch Pressung zerdrückt worden sind.³

¹ K. LIST. Ann. d. Chem. u. Pharmacie 81 (1852), 193.

² A. a. O.

³ Vgl. F. ZIRKEL: Lehrbuch der Petrogr., 2. Aufl., Leipzig 1893, I, 341: „Der Sericit ist ein Mineral, welches sich mit Vorliebe da sekundär entwickelt, wo nachweisbare Zertrümmerungserscheinungen auf erfolgte Gebirgspressung hinweisen.“

Es liegt hier nahe, anzunehmen, dass die Umwandlung auf Wasser zurückzuführen sei, das in den Rissen circulierte hat. Nichts deutet an, dass der Sericit eine primäre Bildung sei; im Gegenteil macht er den Eindruck einer recht jungen Umwandlung und hierbei dürfte an ein anderes Reagens als Wasser kaum zu denken sein.

Diese Auffassung wird bekräftigt und gewinnt an Interesse durch eine neuerdings veröffentlichte Arbeit von DITTRICH:¹ »Chemisch-geologische Untersuchungen über 'Absorptionserscheinungen' bei zersetzten Gesteinen.»

DITTRICH zeigt a. a. O., dass ein Hornblende-Granit im Odenwald, wo er von einer Quelle durchzogen wird und infolgedessen in der Nähe derselben verwittert ist, bei der Verwitterung den überwiegend grössten Teil seines Natriumgehalts verloren und statt dessen seinen Kaliumgehalt um das doppelte vermehrt hat. In dem Quellwasser, das man sich allem Anschein nach ursprünglich als ungewöhnlich rein vorzustellen hat, lässt sich die verloren gegangene Natriummenge nachweisen, während der Kaliumgehalt des Wassers ganz gering ist. Für den Gehalt an Alkalimetallen und Wasser hat DITTRICH folgende Ziffern erhalten:

	<i>Hornblende-Granit</i> vor nach der Verwitterung.		<i>Quellwasser</i> g auf 100 cdm.
K ₂ O	4.07	7.73	0.136
Na ₂ O	4.26	1.72	0.613
H ₂ O	0.95	3.24	—

Diese Veränderung des Gehaltes an Kalium und Natrium in dem verwitterten Gestein im Vergleich mit der ursprünglichen Beschaffenheit des Granits erscheint ganz besonders deshalb so interessant, weil genau dieselbe Umwälzung, obwohl in noch höherem Grade, in den oben angeführten Analysen des Albits und seines Umwandlungsproduktes zu Tage tritt.

DITTRICH wies weiterhin dasselbe Verhältnis in einem Schwarzwälder Granit nach, wo der Kalium- respektive Natriumgehalt in dem unverwitterten Gestein 5.59 % resp. 4.00 % war. In dem verwitterten Gestein war der Kaliumgehalt auf 5.89 % gestiegen, der Natriumgehalt bis auf 1.17 % herabgesunken.

Ferner wurde gezeigt, dass sich bei der Behandlung von frischem pulverisiertem Gestein mit verdünnter Chlorkaliumlösung ($\frac{1}{10}$ n) »ungemein rasch« bedeutende Mengen von (Calcium, Magnesium und) Natrium auflösten,

¹ M. DITTRICH. Z. f. anorg. Chem. 47 (1905), 151. — Meine Aufmerksamkeit wurde auf diese Arbeit von meinem Freund Fil. Kand. R. WIDMAN gerichtet, welcher sich eingehender mit der Einwirkung reines Wassers auf Mineralpulver beschäftigt hat und demnächst in diesem Bull. darüber berichten wird.

während an deren Stelle Kalium absorbiert wurde. Das so aufgenommene Kalium erwies sich als fest gebunden und konnte durch Wasser nicht vollständig entfernt werden.

Wie bekannt hat man angenommen, dass die Ackererde gewisse hypotetische Zeolite (wasserhaltige Aluminiumdoppelsilicate) enthalte, denen man das Vermögen zugeschrieben hat, aus Lösungen Kali zu absorbieren und stark zu binden. DITTRICH weist nach, dass der von seinen frisch gewonnenen pulverisierten Gesteinen aufgenommene Kaligehalt sich ganz genau in derselben Weise verhalte, wie dieses sogenannte zeolitische Kali.

Mir scheint es nun aus dem eben Erwähnten als sehr wahrscheinlich hervorzugehen, dass diese für den Haushalt des Bodens und der Natur überhaupt wichtige Aufnahme von Kalium in enger Beziehung steht zu dem Übergang des Feldspats in Sericit. DITTRICH weist selbst, auf Grund des hohen und fest gebundenen Kaligehaltes, welcher von seinem pulverisierten Gestein aufgenommen wurde — dies Gestein enthielt ja beträchtliche Quantitäten Feldspat — auf eine wahrscheinliche Glimmerbildung hin, aber auf Grund des fein verteilten Zustandes konnte es ihm nicht gelingen, mikroskopisch oder auf eine andere Weise den Glimmer nachzuweisen.

Wie bekannt, ist die Bildung von Sericit eine ganz gewöhnliche Erscheinung. Im Obigen habe ich nur den Übergang des Albits in Sericit berührt, aber es ist sowohl aus älteren Angaben, wie aus den Vorkommen von Österby und Ytterby (nebst mehreren anderen Fundorten) klar, dass Orthoklas, Mikroklin und verschiedene Plagioklase in ebenso hohem Grad dieser Umwandlung unterworfen sind. Dieselbe ist jedoch keineswegs auf Feldspat beschränkt. Der bei Kårarfvet, Stripåsen und an anderen Stellen vorkommende Damourit, der, wie der Sericit, nichts anderes ist als Kaliglimmer, wenn auch ein Kaliglimmer von grossblättriger Form, ist, wie die Krystallbegrenzung zeigt, aus *Topas*¹ hervorgegangen — nämlich dadurch, dass 3AlF_2 durch KH_2 ersetzt wurde.

Aus *Spodumen* entsteht pseudomorph eine Substanz, der Killinit, in welchem der Lithiumgehalt des Spodumens fast vollkommen von Kalium ersetzt wird, so dass die Zusammensetzung die des Kaliglimmers wird.

Ähnliche Umwandlungen in Glimmersubstanz sind für eine ganze Anzahl verschiedene Mineralien, z. B. für Nephelin, Leucit, Andalusit, Kordierit, Disthen u. a. m. bekannt, sowie aus LASPEYRES'² Aufzählung bereits seit dreissig Jahren über zwanzig kryptokrystallinische, aus verschiedenen Mineralien gebildete »pinitartige« Substanzen, den man im Lauf der Zeit verschiedene Mineraliennamen gegeben hat, deren Zusammensetzung jedoch aufs innigste mit der des Kaliglimmers übereinstimmt.

¹ Vgl. A. ATTERBERG, Geol. För. Förh. 2 (1875), 402 und O. TENOW, Bull. of the Geol. Instit. Upsala 5: II (1901), 268.

² H. LASPEYRES. Tschermaks min. Mitt. 1873, 166.

Es ist klar, dass der Process, mit dem wir es bei der Sericitbildung zu tun haben, ungemein häufig in der Natur vorkommt und dass der Kaliglimmer das schliessliche stabile Produkt einer Reihe von Umwandlungen ist. Dies Mineral selbst scheint, wie ZIRKEL¹ angiebt, Verwitterung im gewöhnlichen Sinne nicht unterworfen zu sein.

Es schien mir intressant, konstatiren zu können, dass auch im vorliegenden Fall, der Umwandlung von Albit, Auslösung von Natriumsalzen wirklich mit grosser Geschwindigkeit vor sich geht. Ich bin in der Lage, dies auf zweierlei Art und Weise zu konstatiren, theils durch eine chemische Analyse, welche Fil. Kand. A. BYGDÉN die Güte hatte, für mich auszuführen, theils durch Bestimmung des elektrischen Leitungsvermögens von Wasser, das ich auf Albit habe einwirken lassen und mit demselben gesättigt wurde.

Für die chemische Untersuchung wurden 10 g pulverisirter Albit von Österby, der ein wenig Sericit, von dem er sich nicht vollkommen scheiden liess, enthielt, in 500 ccm dest. Wasser von 17° C. verschlammt.

Nach der Verschlammung, die ebenso wie alle übrigen Operationen in Platingefässen vorgenommen wurden, liess man den Schlamm im Verlauf von 1 1/2 Stunden sich setzen. Die Lösung, welche später (durch mehrfache Analysenfilter) abfiltriert wurde, war nicht vollständig klar; die geringe Menge Schlamm, die sich bei besonders ausgeführten Bestimmungen im Wesentlichen als unveränderter Albit erwies, wurde nach Eindunstung abfiltriert; die ganze Quantität des Albits machte 0.0568 g aus.

Aus dem hieraus gewonnenen Filtrat wurde Kieselsäure (0.0010 g) durch Abdunstung bis zur Trockenheit ausgeschieden, woraufhin die Summe von Tonerde + Eisenoxyd (0.0010) bestimmt wurde; schliesslich wurden die Alkalichloride gewogen (Gesamtgewicht 0.0129 g, wovon Kaliumchlorid 0.0016, der erhaltenen Menge K_2PtCl_6 0.0053 gemäss). Die Analyse ergab somit, dass bei der Behandlung von 10 g Albit mit 500 ccm dest. Wasser folgende Mengen gelöst wurden:

SiO_2	0,0010 g
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0,0010 „
K_2O	0,0010 „
Na_2O	0,0060 „

Diesen Zahlen gemäss sind es nicht unbedeutende Mengen Natrium, die in kurzer Zeit mit reinem Wasser aus dem Albit gelöst werden. Damit beispielsweise ein Gramm Albit in seiner Gesamtheit dem Natriumverlust von 11,5 %/o herunter bis auf 3 %/o, wie die Analysen auf Seite 280 angeben, unterzogen werde, so würden, vorausgesetzt, dass die gefundenen Ziffern

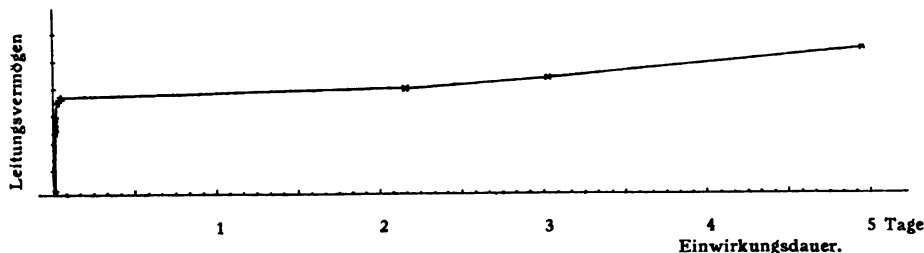
¹ F. ZIRKEL. Lehrbuch der Petrogr. 2. Aufl. 1893, II, 340: „... erscheint er selbst der gewöhnlichen Verwitterung gar nicht unterworfen, sondern allenthalben, selbst in recht zersetzten Gesteinen, von charakteristischer Frische.

auch für länger fortgesetzte Einwirkung als gültig betrachtet werden können, hierzu 14 cdm Wasser genügen. Ein geringer Gehalt von Verunreinigungen des Wassers würde diesen Wert wahrscheinlich noch weiterhin herabsetzen.

Auf die Geschwindigkeit der vorliegenden Auflösung noch etwas näher einzugehen wurde ermöglicht durch die Bestimmung des elektrischen Leitungsvermögens von Wasser, das verschieden lang in Platinfässen in Berührung mit pulverisiertem Albit (1.9 g auf 50 ccm Wasser) stehen gelassen wurde. Zur Bestimmung des Leitungsvermögens wurden in Jenaglasgefäße eingeschmolzene Tauchelektroden verwendet, die nur bei der Ausführung der Bestimmungen in die Flüssigkeit eingesenkt wurden.

Figur S. 286 veranschaulicht das Resultat zweier Versuchsserien. Die Abscissen geben die Zeiten nach der Verschlammung (ein Skalteil gleich zwei Stunden), die Ordinaten das entsprechende Leitungsvermögen an, welch letzteres nach einem willkürlichen Masse abgeschätzt wurde.

Es ergibt sich hieraus, dass die Lösungsgeschwindigkeit eine ausnehmend grosse ist; innerhalb einer Stunde sind zwei Dritteile der ganzen Menge gelöst worden, die später in 5 Tage in Lösung ging. Aus dem sich ergebenden starken Knie der Kurve scheint also hervorzugehen, dass in



einem ganz kurzen Zeitraume ein gewisser Sättigungszustand sich einstellt und dass die Substanzmenge, die nachher in Lösung geht, von relativ untergeordneter Bedeutung ist. Es könnte vielleicht von Interesse sein, die Lösungsgeschwindigkeit bei verschieden grober Zerteilung des Albits u. s. w. zu untersuchen und ebenso zu erforschen, inwieweit sich auf diesem Wege das gleiche Resultat ergibt als auf dem rein chemischen Wege. Eine Bestimmung, die ich an einer mit demselben Wasser erhaltenen 0.0026 n Chlornatriumlösung ausführte gab an, dass die in einer Stunde gelöste Salzmenge, wenn dieselbe bloss aus Chlornatrium bestehen würde, zwischen halb und ein Drittel so gross sein würde als die von Herrn BYGDÉN gefundene. Es dürfte nicht schwierig sein, eine solche Abweichung zu erklären und auf alle Fälle ist die Grössenordnung der gelösten Natriummenge die gleiche.

Man könnte in Frage ziehen, ob es wirklich angezeigt ist, die Benennung Sericit beizubehalten, da dieses Mineral ja nichts anderes als Kaliglimmer zu sein scheint. Dass ich die obige Benennung beibehalten habe, beruht auf Folgendem: 1. Das Mineral kommt in deutlichen Nadeln vor,

was mit gewöhnlichem Glimmer nicht der Fall zu sein scheint, wenn man auch hinwiederum zugeben muss, dass diese Nadeln, — vielleicht eine Art Krystalliten — später in Glimmerblättchen vom gewohnten Aussehn übergehen.¹ 2. Es ist *a priori* wahrscheinlich, dass sich physikalische Verschiedenheiten finden zwischen gewöhnlichem, (wenigstens des öfteren) aus Schmelzen hervorgegangenem Glimmer und solchem von sekundärer Bildung. 3. Das vorliegende Vorkommen von Kaliglimmer hat sich von grosser Bedeutung für die Petrographie erwiesen, wo der Name Sericit ja auch allgemein aufgenommen worden ist. Wenn fernerhin, wie tatsächlich der Fall zu sein scheint, diese sekundäre Glimmerbildung auch für die Pflanzenwelt eine wichtige Rolle spielt, haben wir so viel mehr Anlass, den Spezialnamen Sericit beizubehalten.

Es sei mir gestattet, diese Zeilen mit den Worten zu schliessen, mit denen LASPEYRES vor über einem Viertel Jahrhundert seine für die Erforschung der Natur des Sericit so aufhellende Abhandlung begonnen hat: »Der Sericit gewinnt für die Petrographie und Geognosie, wie es scheint, immer grössere Bedeutung.»

Upsala, Chemisches Universitätslaboratorium, Juni 1906.

¹ Bei der Bildung des Damourits unterscheidet sich nach ATTERBERG (a. a. O.) zwei verschiedene Stadien; nur im letzteren kommen deutlich ausgebildete Glimmerschuppen vor.

7. Paläontologische Notizen 7—12.

Von

Carl Wiman.

(Hierzu Pl. 29 und 30.)

7. Über das Exsulanslager auf Öland.

Noch vor einigen Jahren war das Exsulanslager nur aus Schonen und Bornholm bekannt.

In der Beschreibung zur Section Kalmar, S. G. U. Ser. Ac. N:o 6, wird vom Ufer westlich von Risinge im Kirchspiel Mörbylånga auf Öland ein 11 cm. mächtiges Lager aus Exsulanskalk erwähnt, welches das Konglomerat mit *Acrothele granulata* überlagert. Das Gestein besteht hier aus einem schwarzen unreinen Fragmentkalk, welcher der Facies, womit die Tessinizone sonst auf Öland ausgebildet ist, ganz fremd ist. Derselbe Exsulanskalk ist auch als Geschiebe im Dorf Risinge und fest anstehend SO von diesem Orte in einem zu Bredinge gehörenden Graben angetroffen worden. Die für dieses Lager am meisten bezeichnenden Versteinerungen sind *Paradoxides Tessini*, *Liostracus aculeatus* und *Conocoryphe exsulans*.

Das Lager ist bei der Rekognosierung zuerst von S. A. TULLBERG und G. C. VON SCHMALENSÉE beobachtet worden. Es dürfte auch dieses Lager sein, worauf TULLBERG¹ hindeutet, als er 1882 von einer Schicht aus sandigem Kalk spricht, worin v. SCHMALENSÉE zwei undeutliche Köpfe eines Trilobiten gefunden hat, welche *Conocoryphe exsulans* in hohem Grade ähnlich sind und wahrscheinlich zu dieser Art gehören.

In einem Tagebuch von N. O. HOLST von dem Jahre 1886 wird erwähnt, dass G. C. v. SCHMALENSÉE vorher fest anstehendes Exsulanslager bei der Maulbeerpflanzung bei Bornholm, wo auch das Konglomerat mit *Acrothele granulata* vorkommt, und bei Köpinge und Alböke auf dem nördlichen Öland gefunden hat. Von diesen Fundorten habe ich mir doch nichts näheres bekannt.

¹ Geologiska resor på Öland. S. G. U. Ser. C. N:o 53. Seite 11.

Bull. of Geol. 1905.

Schliesslich habe ich selbst auf der Tessiniterrasse bei Borgehage südlich von Borgholm ein Geschiebe aus einem hellen kalkhaltigen Sandstein angetroffen, welches, von Fossilfragmenten ganz erfüllt, unter anderem auch Exemplare von *Conocoryphe exsulans* enthält.

Das Exsulanslager erstreckt sich also als ein deutlich unterscheidbarer Horizont im Tessinilager von Schonen über Bornholm nach dem südlichen und mittleren Öland.

Wenn wir, in Schonen, wo die Schicht ihre typische Ausbildung hat, anfangend, untersuchen, wie das Lager je nach seinem geografischen Vorkommen wechselt, so ergibt sich folgendes.

Bei Andrarum¹ ist das Exsulanslager am mächtigsten und ist als Alaunschiefer mit Stinkkalk entwickelt.

Bei Kiviks Esperöd ist es ein dunkler, unreiner wenig bituminöser Kalkstein.

Bei Gislöf ist der Exsulanskalk höchstens 50 cm. mächtig und besteht unten aus Fragmentkalk, oben aus einem graulichen oder bräunlichen Kalkstein.

Auf Bornholm besteht die Schicht aus einem ca 25 cm mächtigen Kalkstein, zu unterst als Fragmentkalk entwickelt. Sie enthält hier ziemlich häufig Körner aus Quarz und Glauconit und gerollte Knollen aus Phosphoritsandstein.

In der Gegend von Risinge auf dem südlichen Öland beträgt sich die Mächtigkeit nur zu 11 cm., und das Lager besteht aus einem schwarzen unreinen Fragmentkalk, welcher ausserdem wahrscheinlich auch Sand enthält.

Etwa 40—50 km. weiter nördlich in der Gegend von Borgholm besteht das Lager aus reinem feinem Quarzsand, welcher von klarem Kalkspat verkittet und von Fossilfragmenten erfüllt ist.

GRÖNWALL hat schon die verschiedene bathymetrische Valeur des Lagers und seine in Schonen gegen NW zunehmende Mächtigkeit hervorgehoben. Auf Öland wird die Schicht noch dünner als sogar auf Bornholm und zwischen Risinge und Borgholm geht das Lager zu einer ganz neuen Facies über.

An den östlichen und nördlichen Fundorten ist die Schicht dünner und hat zugleich einen mehr litoralen Charakter.

Das Geschiebe von Borgehage ist besonders reich an Versteinerungen und einige von diesen verdienen erwähnt zu werden.

Paradoxides Tessini BRGN.

Pl. 29 Fig. 1—10.

Unter den massenhaften Fragmenten dieser Art finden sich auch einige Mittelschilde des Kopfes von relativ jungen Exemplaren, von wel-

¹ Die Angaben über Schonen und Bornholm verdanke ich K. GRÖNWALL, Studier öfver Skandnaviens Paradoxideslag. G. F. F. Bd. 24, 1902. Heft. 5. Seite 309 und 335.

chen ich einige Figuren gebe. Das Original zu Fig. 8 ist das älteste Exemplar und sieht verhältnismässig erwachsen aus, nur hat die Glabella nicht ganz den Randsaum erreicht.

Danach kommt das Exemplar Fig. 7, welches schon mehr abweichend ist und, wie alle jüngere Exemplare, in der Form der Glabella eine starke Annäherung an *Paradoxides oelandicus* SJÖGR. zeigt.

An Fig. 9 ist die Glabella sehr lang und schmal und zeigt vor den gewöhnlichen Furchen noch eine Andeutung — in Farbe — zwei anderer Paare von Furchen. Der Nackenring ist stark aufgeschwollen.

Das Original zu Fig. 10 ist das jüngste Exemplar. Hier sind die Augenloben sehr gross und der Nackenring ist noch aufgeschwollener als an Fig. 9. Vor den gewöhnlichen zeigt die Glabella ein vollständig abgeschnürtes Segment. Das Feld zwischen der Glabella und dem Randsaum ist sehr breit.

Die Figuren 1—6 stellen einige Pygidien dar, welche ich deshalb abgebildet habe, weil sie von ganz demselben Niveau sind und also zeigen, wie viel das Pygidium von *Paradoxides Tessini* variieren kann, auch von der vertikalen Variation abgesehen.

Ellipsocephalus muticus A.

Pl. 29. Fig. 11, 12.

Die Art ist zuerst 1854 von ANGELIN¹ beschrieben worden. Was ANGELINS Figur Tab. 19. Fig 3 vorstellen soll, kann man nicht sehen, obgleich man es, wie LINNARSSON² gezeigt hat, deduzieren kann.

LINNARSSON³ hat selbst Figuren von *Ellipsocephalus muticus* mitgeteilt, aber das Original dieser Figuren ist nachher von LINNARSSON² selbst zu einer anderen Art, *Ellipsocephalus granulatus* LNS gebracht worden.

Mithin gibt es bis jetzt keine Figur von *Ellipsocephalus muticus* A., nach welcher eine Bestimmung gemacht werden könnte.

Es wird hier eine geliefert. Nur der Mittelschild des Kopfes ist vorhanden, aber dieser ist an dem abgebildeten Exemplar ganz vollständig.

Die Dorsalfurchen sind parallel und ganz geradlinig, bis sie vorne mit einem Mal umbiegen und in stumpfem Winkel zusammentreffen. Die Nackenfurche ist ganz deutlich; der Nackenring hat überall dieselbe Breite und ist ganz glatt. Keine Furchen an der Glabella. Der steil abfallende

¹ Palæontologia Scandinavica I. Fasc. 2.

² Om faunan i lagren med *Paradoxides oelandicus*. Geol. Fören. Förh. Bd. 3. Seite 352—Seite 364—366.

³ Öfversikt af Nerikes öfvergångsbildningar. Öfvers. K Vet. Akad. Förh. 1875. Tafl. 5. Fig. 4—7.

Vorderrand ist an der Spitze der Glabella sehr schmal. Von dem Vorderrand des Augenlobus zur Umbiegungsstelle der Dorsalfurche geht der Vorderrand einer terrassartigen Erhöhung, die das Gebiet zwischen den Augen und der Glabella einnimmt. Die Schale ist ganz glatt und mit eingedrückten stichähnlichen Punkten versehen.

Länge des Mittelschildes 13 mm.

Breite zwischen den Augen 20 mm.

Länge der Glabella — 12 mm.

Breite der Glabella — 8 mm.

Ein Abguss von dem wahrscheinlichen Original ANGELINS zeigt, so weit es erhalten ist, eine vollständige Übereinstimmung mit meinem Material. Man sieht den schmalen Randsaum vor der Glabella, die Augenterrasse, den Nackenring und die Schalenskulptur.

In meiner Arbeit »Studien über das nordbaltische Silurgebiet« I,¹ Seite 50 und 62, habe ich hervorgehoben, dass das Tessinilager im Nordbaltikum noch nicht sicher nachgewiesen ist, und so steht die Sache noch immer, denn es sind noch keine neuen Tatsachen hinzugekommen.

In einer Arbeit von CH. D. WALCOTT,² welche etwa gleichzeitig mit meinen Separaten erschien, wird ein *Obolus (Westonia) finlandensis* n. sp. beschrieben. Das in rede stehende Stück ist von G. C. V. SCHMALENSÉE bei Saltvik auf Åland eingesammelt worden und wird der Tessinizone zugeschrieben. Zusammen mit der *Westonia*art soll *Ellipsocephalus muticus* A. vorkommen.

In einer späteren Arbeit von demselben Verfasser³ wird wiederholt behauptet, dass dieselbe *Westonia* zur Tessinizone gehören soll, und dieser Umstand wird auch als Beweis herangezogen, dass auch einige andere nordbaltische Arten, welche beweislich aus dem Olenellussandstein stammen, vom »Middle? Cambrian« Alter sein müssen.

Bei diesen letzten Arten brauche ich mich nicht aufzuhalten, aber das Alter von *Obolus (Westonia) finlandensis* bedarf einer Erörterung.

Zuerst will ich aber betonen, dass ich es noch immer für möglich halte, dass die Tessinizone, und zwar als Sandstein entwickelt, im Nordbaltikum vorkommt, und dass es möglich ist, dass das von WALCOTT angeführte Stück wirklich zu diesem Niveau gehört.

Diese letztere Vermutung aber scheint mir aus Gründen, die ich WALCOTT mitgeteilt habe, nicht wahrscheinlich.

Der einzige Beweis für das Tessinialter des betreffenden Stückes ist das Vorkommen von *Ellipsocephalus muticus* A. Es ist möglich, dass WALCOTT gute Exemplare dieser Art aus Öland bekommen hat, dass das nordbaltische Exemplar ebenfalls gut erhalten ist und dass die Bestimmung

¹ Bull. of the Geol. Inst. Vol. VI. No 11—12. 1902—03.

² Cambrian Brachiopoda: Acrotreta; Linnarssonella; Obolus; with descriptions of new species. Proc. U. S. Nat. Mus. Vol. 25. Washington 1903. Seite 577.

³ Cambrian Brachiopoda, with Descriptions of new Genera and Species. Proc. U. S. Nat. Mus. Vol. 28, Seite 227. Washington 1905.

WALCOTTS aus einem Vergleich dieser Exemplare hervorgegangen ist. Verhält es sich aber nicht so, kann WALCOTT überhaupt garnicht gewusst haben, wie *Ellipsocephalus muticus* A. eigentlich aussieht und dann halte ich die Altersbestimmung des betreffenden Stückes für unsicher.

Ausserdem kamen ein paar schlechte Exemplare von *Liostracus* sp. und *Agnostus* sp. vor und weiter die beiden obenerwähnten Exemplare von *Conocoryphe exsulans* LNS.

8. *Diaphanometopus lineatus*. A.

Pl. 29. Fig. 16—20.

1893 habe ich diese Art als »einen neuen *Trilobit*» »n. gen. et n. sp.» erwähnt.¹ Dasselbe dürftige Material, welches ich damals zu meiner Verfügung hatte, habe ich nachher weiter studiert, und dabei wurde ich von dem Gedanken gefasst, dass die betreffende Form mit ANGELINS *Nileus? lineatus*² identisch sein könne. Durch Vergleich mit dem Material des Reichsmuseums wurde diese Identität bestätigt.

Zu gleicher Zeit sah ich auch ein, dass hier eine *Diaphanometopus*-art vorlag, welche von der ostbaltischen *D. Volborthi* FR. SCHMIDT verschieden war.

Als ich dieses meinem Freund J. GUNNAR ANDERSSON erzählte, bot er mir gütigst an, sein schönes in Nerike eingesammeltes Material zu übernehmen. Dieses gehörte dem Reichsmuseum, und Professor G. HOLM hat es mir mit gewöhnlichem Wohlwollen ausgeliefert.

Beschreibung der Art.

Der Kopfschild ist gleichmässig gewölbt, nicht zweimal so breit wie lang. Die Dorsalfurchen sind sehr seicht und bilden eine mitunter kaum zu beobachtende feine Linie. Die Randfurche ist scharf, der Randsaum aber ist nicht besonders stark. Der Nackenring ist nach vorne stark erweitert. Die Glabella nimmt nach vorne an Breite zu. An der Nackenfurchen ist sie etwas zusammengekniffen, und wo die Dorsalfurchen vorne in den Randsaum hinauslaufen, ist eine kleine Erweiterung der Glabella. Die Dorsalfurchen ist also S-förmig. Von den Seitenfurchen kann man meistens nur die zwei hinteren Paare beobachten, welche fast punktförmig sind. Das vorderste Paar besteht aus schwach eingedrückten, feinen, gebogenen Linien. Das Auge liegt ganz an dem Vorderrand, und infolge dessen hat die Facialsutur auch einen etwas anderen Verlauf als bei der ostbaltischen Art, wo das Auge etwa ebenso weit von dem Vorderrand als von dem Hinterrand entfernt ist. Dieses scheint aber der einzige Unterschied zu sein. Nachdem die Facialsutur die Oberseite verlassen hat, convergieren die beiden

¹ Über das Silurgebiet des Bottnischen Meeres. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala Vol. 1. 1892. Part 1, Seite 71.

² Paläontologia scandinavica I. Tab. 33. Fig. 12, 12 a. Die Fig. 12 b. gehört nicht mit dem Kopfe zusammen.

Äste und stossen am unteren Innenrand des Vorderrandes in stumpfem Winkel zusammen. Ein Schnauzenschild ist, so viel ich sehen kann, nicht vorhanden; denn in diesem Falle müsste ganz vorne eine Naht verlaufen, welche das dreieckige Feld nach vorn begrenzte; eine solche habe ich aber an keinem Exemplar beobachten können.

Die freien Wangen sind sehr schmal.

An mehreren Exemplaren habe ich nach dem Hypostom gesucht, aber keines herauspräparieren können. Alle Exemplare sind vor der Einbettung etwas gebeizt worden, und nachher sind sowohl die Exemplare wie auch das umgebende Gestein irgendeiner Umwandlung ausgesetzt worden, welche das Resultat mitgeführt hat, dass alles eine einheitliche Masse geworden ist. Der Thorax z. B. ist wie aus einem Stück neu gegossen, und man kann mitunter die Grenzen der besonderen Pleuren gar nicht mehr unterscheiden. Aus diesem Grunde bin ich auch ein wenig unsicher über den Schnauzenschild. Auch ist die Schale feucht oder trocken von ganz derselben Farbe wie das Gestein.

Der Thorax besteht, wie ich an mehreren ganzen Exemplaren beobachtet habe, aus nur elf Gliedern, welche denen der ostbaltischen Art ähnlich sind.

Das Pygidium ist etwas abweichend. Man kann höchstens zwei Glieder beobachten. Die Pleuren sind alle bis an ihr Ende ganz verschmolzen. Der Hinterrand ist also ganz. Nur das vorderste Glied macht in dieser Beziehung einigermassen eine Ausnahme, indem es durch eine seichte Furche von dem nächsten Glied getrennt ist. Es ist möglich, dass diese Furche an den Enden den Hinterrand des Pygidiums unterbricht, was sich aber nicht hat beobachten lassen. Die Grösse der Exemplare ist sehr verschieden. Ich habe längs der Krümmung resp. 16, 25 und 48 mm. gemessen.

Vorkommen. Diese Art ist älter als die ostbaltische. In Nerike hat J. GUNNAR ANDERSSON das hier bearbeitete Originalmaterial bei Lanna in einem bläulich grauen Kalk etwa 60 cm. oberhalb des Glauconitkalks eingesammelt, also in Planilimbatakalk. Auch aus dem Planilimbatakalk bei Yxhult in derselben Landschaft hat ANDERSSON Exemplare gesammelt. ANGELIN gibt als Fundort seines *Nileus? lineatus* »In stratis regionis C?) Vestrogothiæ ad Oltorp» an, also auch hier wahrscheinlich Planilimbatakalk. Im Nordbaltikum gehört die Art auch zu dem Planilimbatakalk.

9. *Pliomera Linnarssoni* n. sp.

Pl. 29 Fig. 13—15.

Als ich 1903 in Wästergötland war, fand ich an der Abraumhalde im nördlichen Steinbruch bei Skultorp unweit Sköfde das hier abgebildete Exemplar. Es kam zusammen mit *Megalaspis planilimbata*, *Megalaspides*

sp. und *Symphysurus breviceps* in einem nicht glauconithaltigen, licht grünlich grauen, dichten Kalkstein vor, welcher zu dem Planilimbatakalk oder einem entsprechenden Lager gehören dürfte.

Der Kopfschild ist kaum dreimal so breit wie lang. Die Glabella ist ganz quadratisch, oben fast ganz platt und zeigt die gewöhnlichen 3 Paare Seitenfurchen. Das vorderste Paar liegt sehr nahe an der Mitte des Vorderrandes, welche auch durch eine schwach angedeutete Furche markiert ist. Das erste Paar von den Seitenloben ist also sehr verkümmert, und auch das zweite Paar, an den Vorderecken der Glabella, ist etwas kleiner als die beiden hinteren Paare. Der Nackenring ist nach vorne etwas erweitert und der Randsaum ist relativ schmal. Die bei *Pliomera Fischeri* vorhandenen, grossen Tuberkeln am Vorderrand fehlen. Dagegen ist die Schale überall, wo sie gut erhalten ist, mit feinen Tuberkeln orniert. Die Augen liegen etwa in der Mitte zwischen dem Vorderrand und dem Hinterrand und ebenfalls zwischen dem Seitenrand und der Dorsalfurche.

Der Thorax besteht aus 13 Gliedern. Fig. 15 zeigt die Form der Pleuren.

Das Pygidium steht ein wenig schief und lässt sich deshalb leicht von den hinteren Thoraxgliedern unterscheiden. Es ist beinahe doppelt so breit wie lang. Die Pleuraenden sind grade nach unten gebogen und sind deshalb nicht an der Fig. 13 sichtbar. Die Rhachis besteht aus 4 deutlich abgesetzten Gliedern. Dem entsprechend sind 4 Pleurapaare vorhanden.

10. Über *Holometopus*. A.

1854 stellte ANGELIN in seiner Palæontologia scandinavica I Fasc. 2 die Gattung *Holometopus* auf. Drei Arten *aciculatus*, *ornatus* und *limbatus* wurden beschrieben. Diesen drei wurde noch eine vierte Art *Holometopus* (?) *elatifrons* mit Fragezeichen hinzugefügt. Für diese letztere Art hat aber BRÜGGER¹ 1896 die neue Gattung *Orometopus* errichtet.

Es bleiben also nur die drei Arten *aciculatus*, *ornatus* und *limbatus* übrig. Von diesen sind die beiden ersteren sehr wenig bekannt, man kennt bis jetzt nur die Pygidien. *Holometopus limbatus* aber ist besser bekannt. Diese Art ist im Planilimbatakalk auf Öland, woraus J. CHR. MOBERG² sie zuerst erwähnt hat, gar nicht selten.

Dort habe ich auch einige Exemplare eingesammelt, welche mit den Originalen ANGELINS genau übereinstimmen. Wenn man die Art kennt, so kann man verstehen, dass sich ANGELINS Figuren, Tab. 33. Fig. 7 und 7 a, auf dieselbe beziehen, gut sind sie aber nicht. Von dem Pygidium

¹ Über die Verbreitung der Euloma-Niobe-Fauna (der Ceratopygekalkfauna) in Europa. Seite 231 (Sep. 68), Fussnote. Nyt Mag. for Naturvidensk. Bd. 35. Christiania 1896.

² Anteckningar om Ölands ortocerkalk. S. G. U. Ser. C. N:o 109. Seite 12 Stockholm 1890.

hat POMPECKI¹ eine Figur gegeben, welche ziemlich gut ist. Unter dem Namen *Holometopus*? *laevis* n. sp. wird hier ein in einem Geschiebe aus dunkel braunrotem Kalk gefundenes Exemplar abgebildet. Das Gestein soll mit dem oberen roten Orthocerenkalk Schwedens übereinstimmen. Ich glaube, dass auch ein schwedischer Silurkenner mitunter in Zweifel sein könnte, ob ein Geschiebe dem Gestein nach zum oberen oder unteren roten Orthocerenkalk gehört. Demnach ist es sehr wahrscheinlich, dass hier Planilimbatakalk vorliegt, und dann ist es auch ziemlich sicher, dass sich die betreffende Figur auf *Holometopus limbatus* A. bezieht.

Auf Pl. 31 Fig. 21 und 22 habe ich ein paar Pygidien von *Holometopus limbatus* abgebildet. Man sieht an diesen die charakteristische kleine Fortsetzung der Rhachis, welche ich auch schon vorher² bei einer als *Stygina latifrons* PORTL. bezeichneten Form nachgewiesen habe.

COWPER REED³ hat hervorgehoben, dass diese letztere Art zu *Bronteopsis* gehören kann, was ich auch unter gewissen Bedingungen für möglich halte.

Was den Mittelschild des Kopfes von *Holometopus limbatus* A. betrifft, so habe ich kein Exemplar, welches verdient, abgebildet zu werden, doch weiss ich ziemlich gut, wie es aussieht. Es erinnert sehr teils an die von mir abgebildeten Mittelschilder von *Stygina latifrons* teils an COWPER REEDS *Bronteopsis ardmillanensis*; auch die Terrassenlinien an der Glabella sind vorhanden. Mit einem Wort, *Holometopus limbatus* A. entspricht ganz gut dem, was die Engländer unter *Bronteopsis* verstehen. Bei der schwedischen Art liegen jedoch die Augen nicht so weit rückwärts, die Lage der Augen aber wechselt ja auch bei *Asaphus* in dieser Beziehung sehr viel.

Der Name *Bronteopsis* ist, wie liberal man auch sein will, nicht älter als seit 1857, wo diese Gattung von WYVILLE THOMSON in Manuskript aufgestellt wurde.⁴ Demnach wäre ANGELINS Name seit 1854 bevorzugt.

Weiter will ich mich aber nicht aussprechen, denn es gibt noch einen Namen, welcher in Betracht kommen könnte, und dieser ist eben *Stygina*, welcher schon 1852 von SALTER in Rep. Brit. Assoc. Trans. Sect., Seite 59 eingeführt worden ist.

Wie ich schon vorher bemerkt habe, gründet sich diese Gattung auf Schieferexemplare, was die Vergleichung erschwert. Und ich glaube auch, dass es überhaupt besser ist, mit der ganzen Auseinandersetzung dieser drei Genera zu warten, bis von allen Seiten mehr Material vorliegt. Ich habe hiermit nur die Aufmerksamkeit auf die angelinsche Gattung lenken wollen.

¹ Die Trilobiten-Fauna der Ost- und Westpreussischen Diluvialgeschiebe. Taf. 5. Fig. 9. Beitr. Naturk. Pr. 7. Königsberg 1890.

² Die Borkholmer Schicht im Mittelbaltischen Silurgebiet. Pl. V. Fig. 17 und 19. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. V. Part. 2. 1901.

³ The lower palaeozoic Trilobites of the Girvan district, Ayrshire. Part. II. Palaeontogr. Soc. Vol. for 1904. Seite 93, 94.

⁴ SALTER. British Trilobites Seite 143. Palaeontogr. Soc. Vol. for 1864.

11. *Anomocare excavatum*. A.

Pl. 29. Fig. 23.

In den alten Sammlungen des hiesigen Museums habe ich ein gar nicht etikettiertes, in Stinkkalk sitzendes ganzes Exemplar von *Anomocare excavatum* A. angetroffen. Ich habe dasselbe abgebildet, weil es die freien Wangen und die Zahl der Thoraxglieder zeigt. ANGELIN gibt für die Gattung *Anomocare* wenigstens 10 Thoraxglieder an, und eben diese Zahl zeigt das hier abgebildete Stück. Der Kopf ist an meiner Figur nach anderen Exemplaren etwas ausgebessert worden.

12. Ein Problematicum.

Pl. 30.

Bei Carlsro in der Nähe von Sköfde liegt ein Steinbruch, worin zur Pelturazone gehörender Alaunschiefer gebrochen wird. In diesem Schiefer ist die hier abgebildete rätselhafte Concretion gefunden worden. Sie ist von dem Besitzer des Bruches, dem Oberstleutnant G. AHLBERG zu J. GUNNAR ANDERSSON geschenkt worden und nachher hat sie mir ANDERSSON anvertraut.

In der Hoffnung im Inneren der Concretion ein Fossil zu finden, habe ich mich von der hinteren Seite ziemlich tief hineinpräpariert, nichts aber gefunden. Dann habe ich das Stück quer durchsägen lassen, aber auch im Querschnitt ist keine Spur einer Schale zu sehen.

Die beiden Reihen von Tuberkeln bringen einen auf den Gedanken, dass eine Segmentierung vorliege, dagegen spricht aber, dass die Reihen vorne und hinten in einander übergehen.

Ich stehe von jeder Deutung ab und will nur hinzufügen, dass die Reproduction gut und vollständig ist.

Erklärung der Tafeln.

Tafel 29.

Paradoxides Tessini BRGN.

- 1—6. Pygidien 1, 2, 5 natürliche Grösse; 3, 4, 6 Vergr. $\frac{2}{1}$.
 7—10. Kopfschilde 7 und 8 Vergr. $\frac{2}{1}$; 9 und 10 Vergr. $\frac{3}{1}$.

Ellipsocephalus muticus A.

11. Mittelschild des Kopfes $\frac{1}{1}$.
 12. Längsschnitt desselben Exemplars $\frac{1}{1}$.

Pliomera Linnarssoni n. sp.

13. Das ganze Exemplar von oben $\frac{1}{1}$.
 14. Der Kopf von oben $\frac{1}{1}$.
 15. Die Thoraxglieder 5—9 von der Seite $\frac{1}{1}$.

Diaphanometopus lineatus A.

- 16—18. Dasselbe Exemplar in drei Lagen. $\frac{2}{1}$
 19, 20. Ein anderes Exemplar von unten und von oben $\frac{2}{1}$.

Holometopus limbatus A.

21. Pygidium $\frac{2}{1}$.
 22. Pygidium $\frac{3}{1}$.

Anomocare excavatum A.

23. Ganzes Exemplar $\frac{8}{1}$.

Tafel 30.

Problematicum aus dem jüngeren Alaunschiefer bei Carlsro in der Nähe
 von Sköfde. Natürliche Grösse.



The Students Association of Natural Science. Upsala.

Geological and Physico-Geographical Section.

Meeting, Februari 1st 1904.

The following officers were appointed:

L. VON POST, Secretary.

R. HÄGG and A. BYGDÉN, Reviewers.

Meeting, Februari 13th 1904.

Mr HÖGBOM spoke on the modern changes of level by the coast of Södermanland.

Mr G. DE GEER gave an account of the present point of view concerning the question of the extension of the baltic landice.

Meeting, Februari 24th 1904.

Mr A. BYGDÉN communicated the results of some analyses of minerals from Gellivare (See this Bull. Vol. VI N:o 6).

Mr A. HENNIG read a paper on the limit between Senon and Danien in Själland, Denmark (See Geol. Fören. Förhandl. Stockh. Bd 26 p. 29).

Meeting, March 11th 1904.

Mr C. WIMAN reviewed MONKE: »Beiträge zur Geologie von Schantung» Part I.

Mr HÖGBOM reviewed some notes regarding the extension of quaternary glaciers upon Tasmania and the age of man in the continent of Australia.

Meeting, March 28th 1904.

Mr I. P. GUSTAFSSON read a paper on old shore-lines by lakes in Småland.

Mr R. SERNANDER gave an account of some observations during a visit on Lipari islands.

Mr R. HÄGG reviewed a paper of USSING: Om et nyt findested for marint Diluvium ved Hostrup i Salling.

Meeting, April 23rd 1904.

Mr A. HOLLENDER read a paper on the importance of the philosophy to the geology.

Mr A. BYGDÉN gave an account of the theories for the origin of petroleum.

Meeting, April 23rd 1904.

Mr A. GAVELIN read a paper on the rocks of the map-section Loftahammar.

Mr HÖGBOM demonstrated a new lithion-mineral Kryolithionit, from Ivigtut, Greenland, described by USSING and showed ochre of mangan from the ås south from Upsala.

Meeting, May 7th 1904.

Mr I. P. GUSTAFSSON gave an account of sand- and claylayers between »hvarfvig lera» and the underlying fluvioglacial sand.

Mr P. HOLMQVIST read a paper on the regional metamorphisme specially dwelling upon the feldspat-quarz-rocks, gneises and kataclastic slates.

Meeting, September 26th 1904.

The following officers were chosen:

L. VON POST, Secretary.

R. HÄGG and A. BYGDÉN, Reviewers.

Mr G. DE GEER spoke on his latest researches on the recession of the landicé within Stockholm.

Mr R. SERNANDER read a paper on the post-glacial geology of the monntanous regions of in central Scandinavia.

Meeting, October 10th 1904.

Mr HÖGBOM read a paper on the changes of level in the northern Sweden and their interpretation (See Geol. Fören. Förhandl. Bd. 26. p. 469).

Mr L. VON POST gave an account of some new findings of fossil beaver and Trapa in peatbogs of Westmanland.

Meeting, October 27th 1904.

Mr HÖGBOM read a paper on swedish Drumlinterritories (See this Bull. Vol. VI N:o 7).

Mr C. WIMAN described a grot in Eifellimestone, Deckershöhle in Westphalen.

Mr F. ÅHLANDER reviewed a paper of MADSEN: »Den senglaciale isdæmmede sø ved Stenstrup på Fyen».

Meeting, November 10th 1904.

Mr C. WIMAN spoke on his impressions and observations during a scientific voyage through Germany and Russia.

Mr G. EKELOF communicated some geological observations made in the lower part of the valley of Ljusnan.

Meeting, November 25th 1904.

Mr R. SERNANDER read a paper on the first appearance of man in Scandinavia.

Mr I. P. GUSTAFSSON explained a profile of a peatbog in Småland.

Mr E. HAGLUND gave an account of the peat-exposition of Svenska Mosskulturförening in Jönköping November 23th and 24th, and demonstrated a borer to be used for examination of peatbogs.

Mr C. WIMAN showed a fulgurite (»blixtrör») from Kurische Nehrung and gave a note of Pterodon from the carboniferous system of North America.

1905.**Meeting, Januari 30th 1905.**

The following officers were appointed:

L. VON POST, Secretary.

G. EKELOF and N. ZENZÉN, Reviewers.

Mr R. SERNANDER spoke on local glaciations in swedish highland during lateglacial and post-glacial time.

Mr. HÖGBOM spoke on his researches upon solifluction (»jäslera») and the conditions for its origin (See Geol. Fören. Förh. Bd. 27, p. 19).

Meeting, Februari 13th 1905.

Mr C. WIMAN communicated his researches of the fauna of the Schumardia-slate by Lanna in Nerike.

Mr H. NELSON read a paper on fluvioglacial deposits by Riddarhyttan, Vestmanland and by Hållsjön, Värmland.

Mr L. VON POST demonstrated some quarternary collections of the Geological Institution.

Meeting, Februari 27th 1905.

Mr O. SJÖGREN read a paper on shorelines of iceseas and ice-movement by Torneträsk.

Mr A. BYGDÉN spoke on radioactivity of minerals and mineralwaters, giving a review of the literature upon this subject.

Mr C. WIMAN showed a vertebre of a probably eocen Zeuglodont brought home by the swedish Antarctic expedition from the Seymourisland.

Meeting, March 16th 1905.

Mr G. DE GEER gave an account of the results of his latest studies on the glacial clay and the ice-recession in the neighbourhood of Stockholm and proposed a plan to extending this researches through the whole Upland down to Södertörn.

Meeting, March 30th 1905.

Mr C. BENEDICKS read a paper on Grand Cañon of Arizona, illustrated by sciopitic images and rockspecimens.

Mr P. STOLPE spoke on the results of the collected communications concerning the earth-quake at Upsala October 23rd 1904 (See this Bull. Vol. VI, N:o 8).

Meeting, April 13th 1905.

Mr HÖGBOM spoke on some episodes in the history of the Geological Institution of Upsala.

Mr O. NORDENSKJÖLD gave an account of his researches of the rocks collected in the west-antarctic territory during the expedition 1901—1903 (See this Bull. Vol. VI N:o 10).

Meeting, May 12th 1905.

Mr C. WIMAN spoke on his researches upon the residues of tertiary penguins from the Seymourisland (See this Bull. Vol. VI N:o 11).

Mr G. EKELOF gave a resumé of USSING's studies over the limit of the baltic glaciation in Denmark.

Meeting, October 2nd 1905.

The following officers were appointed:

A. BYGDÉN, Secretary.

N. ZENZÉN and G. EKELOF, Reviewers.

Mr HÖGBOM demonstrated some swedish igneous rocks collected during the passed summer.

Mr I. P. GUSTAFSSON described a subarctic peatbog in Småland.

Mr P. GEIJER communicated his researches of the rocks in the neighbourhood of Kiruna.

Meeting, October 27th 1905.

Mr C. WIMAN read a paper on the so called »Östersjökalk».

Mr A. BYGDÉN reviewed some new experiments upon the constitution of silicates.

Meeting, November 9th 1905.

Mr O. SJÖGREN spoke on his determinations of the highest marine shore lines in the valleys of Kalix- and Torne rivers.

Mr C. WIMAN gave some notices from British Museum's new guide to the fossil Mammals.

Mr P. GEJER reviewed MOROZEWICZ's researches on the ironores at Magnitnaja Gora in Ural.

Meeting, November 23rd 1905.

Mr G. DE GEER read a paper on the chronology and the climate of the glacial time, whereof knowledge had been received by studying the glacial clays (hvarfvig lera) especially in Upland and Södermanland.

Mr I. P. GUSTAFSSON spoke on some supramarine ridges (åsar) and their relation to the topography.

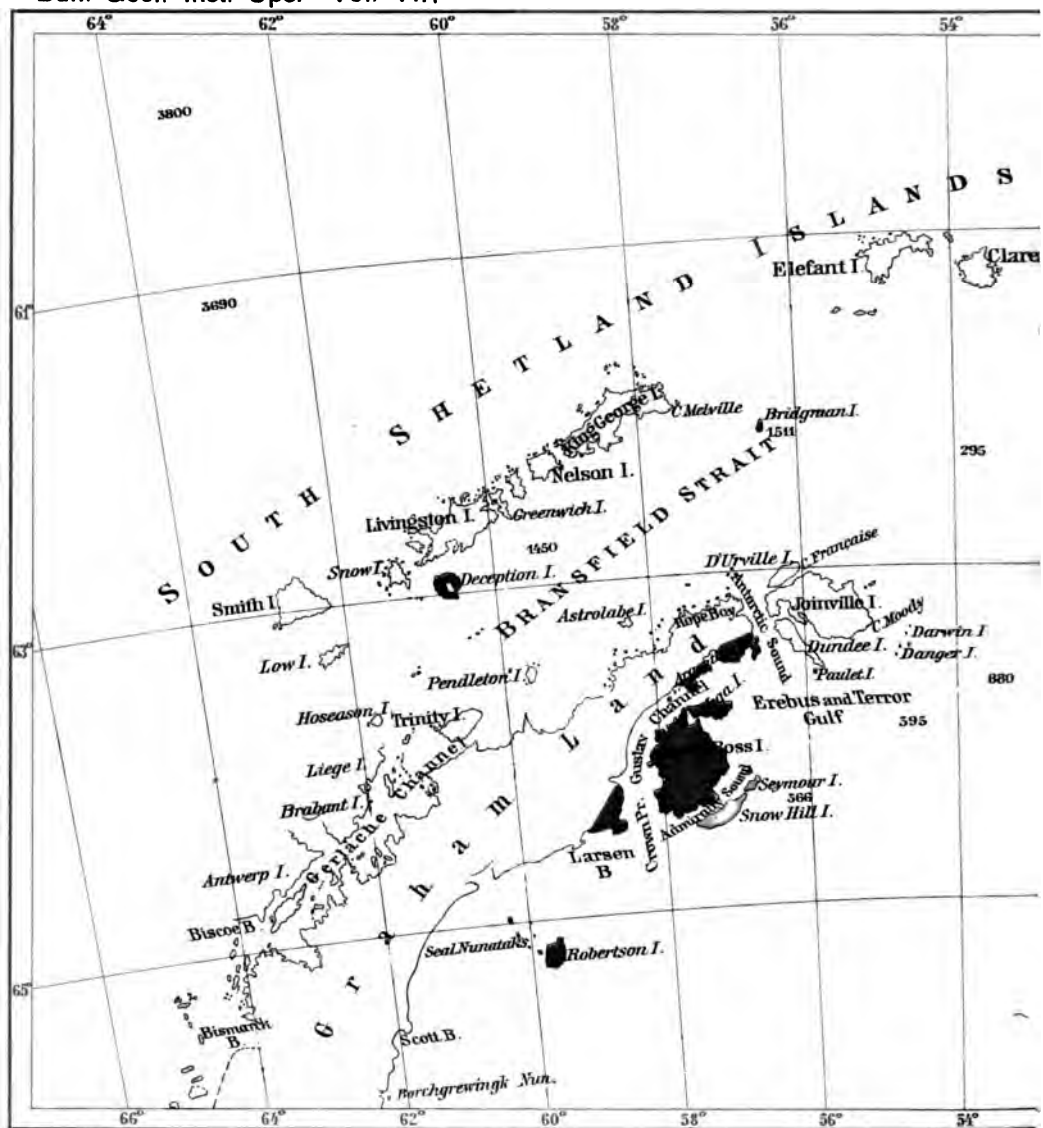




Ice-less peninsula of Snow Hill I. in the foreground;
in the background Seymour I. (to the right)
and Cockburn I. (to the left).



Ice-less peninsula of Snow Hill I. in the foreground;
in the background Seymour I. (to the right)
and Cockburn I. (to the left).

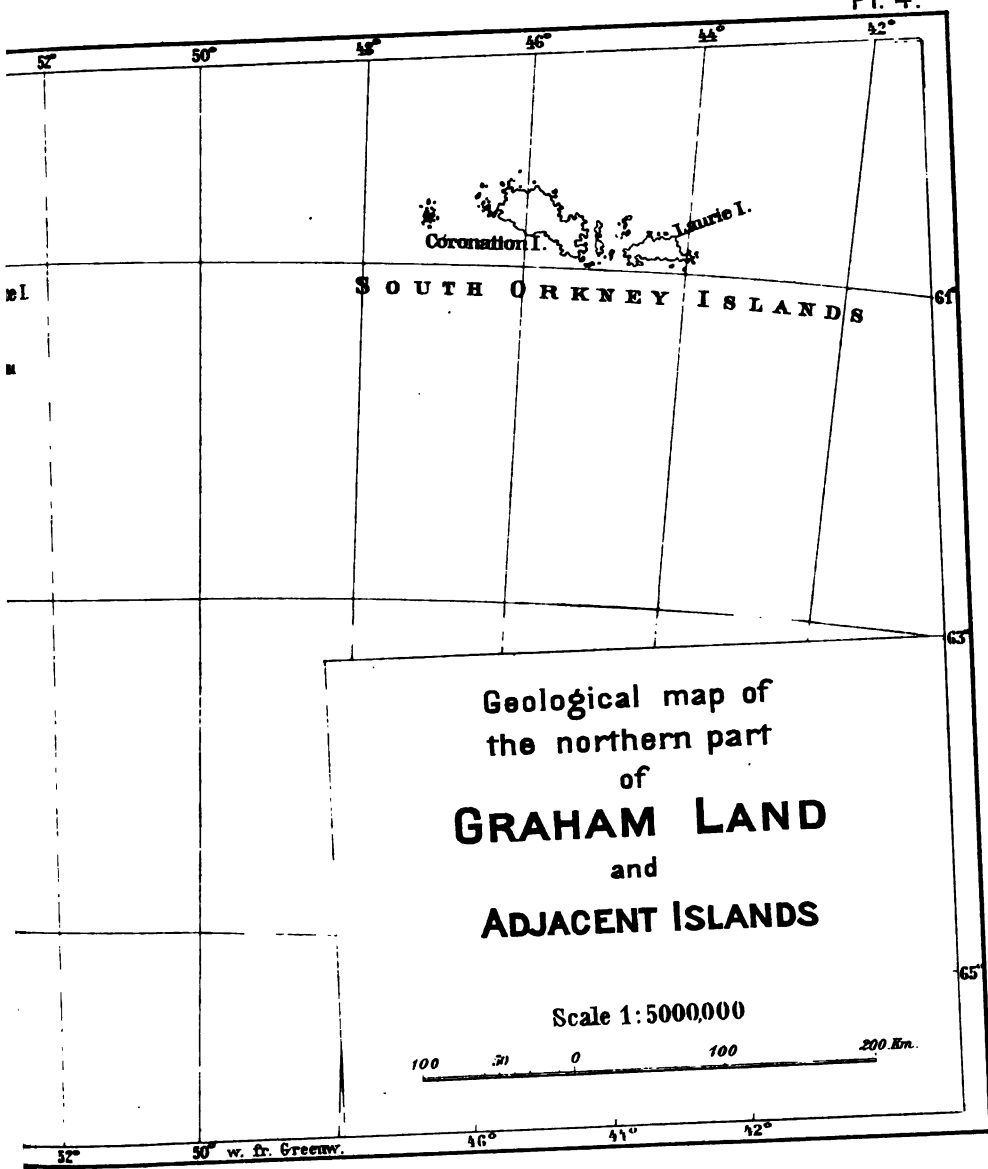


Gen. Stab. Lit. Anst. Schim.

Region of folding and
of Andine eruptives.

Snow-Hill - Seymour I.

Pl. 4.



var I-series.

*Ross I. formation.
(basaltic tuffs and lavas.)*

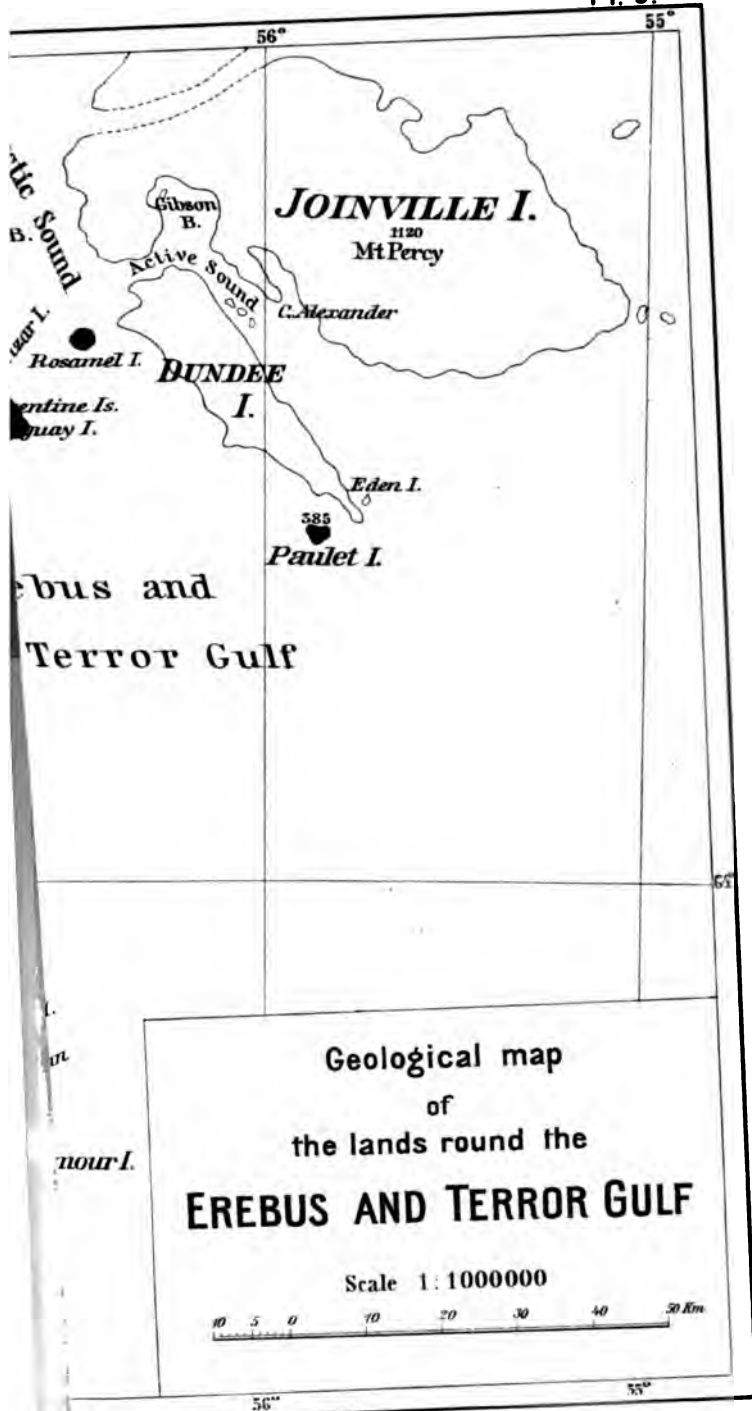
Alberta Sound

Reserve
Landing Is
Honey I.

bus
Terr

L
at

THANK





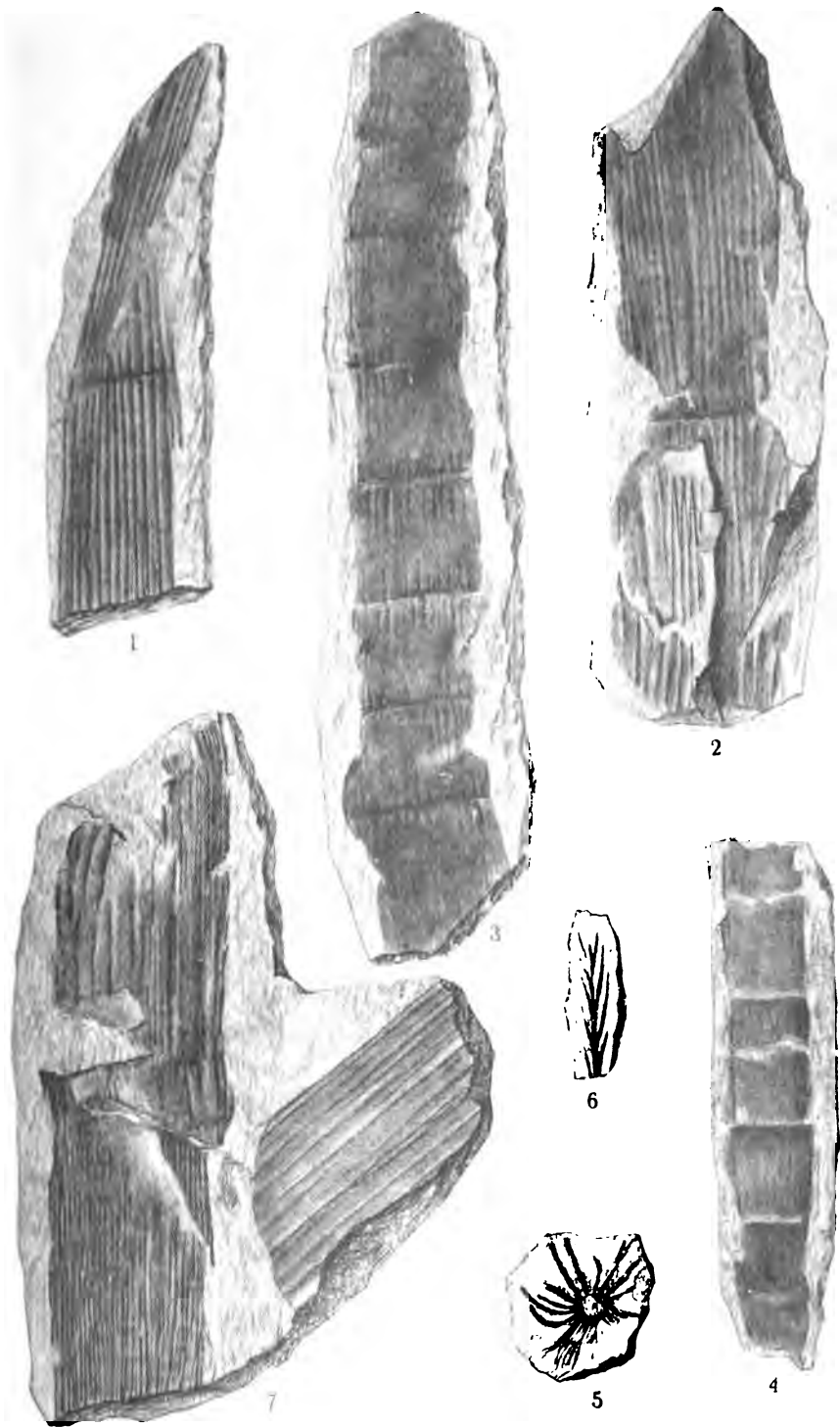
Bull. Geol. Inst.

R o

I s

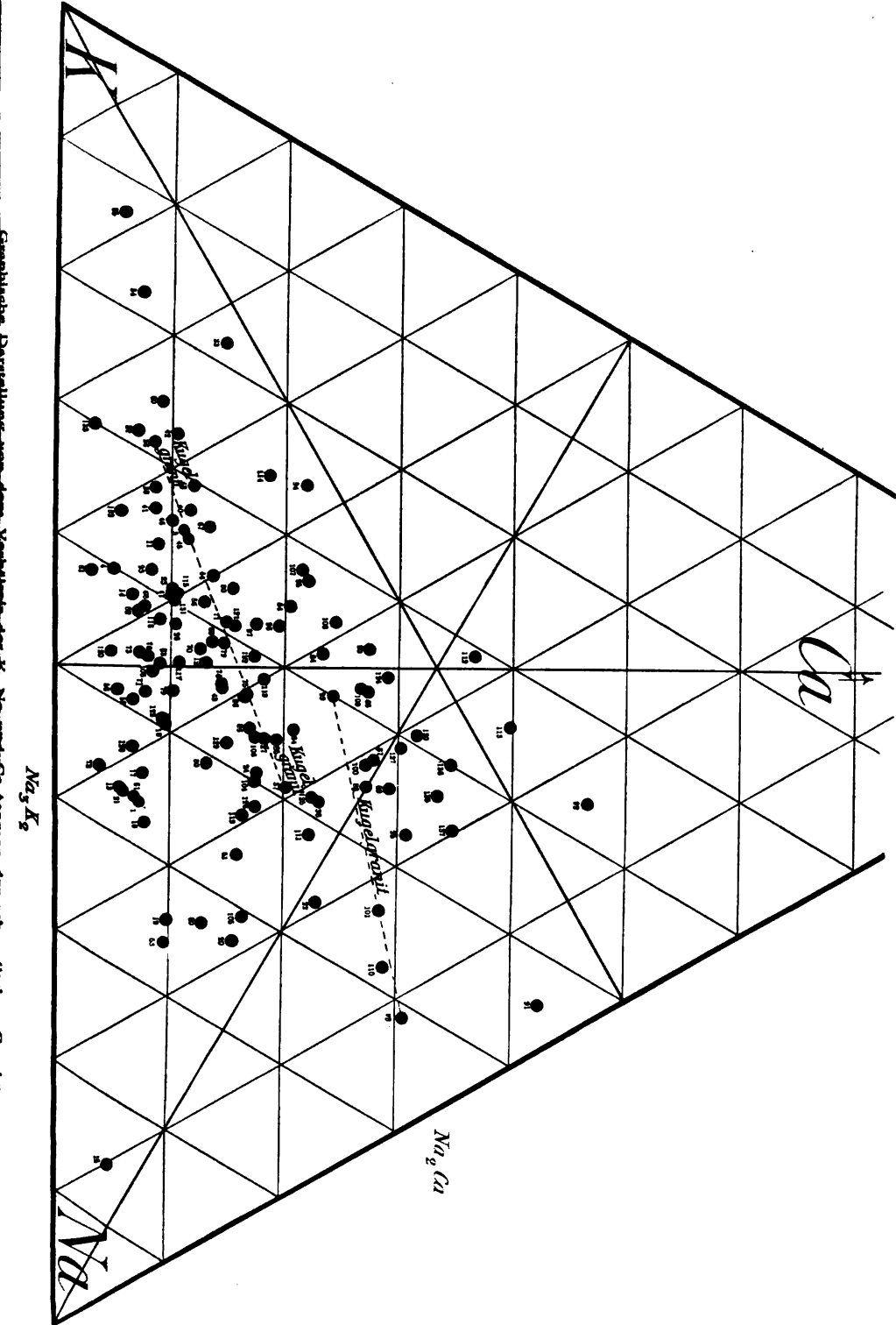
Gen. St.

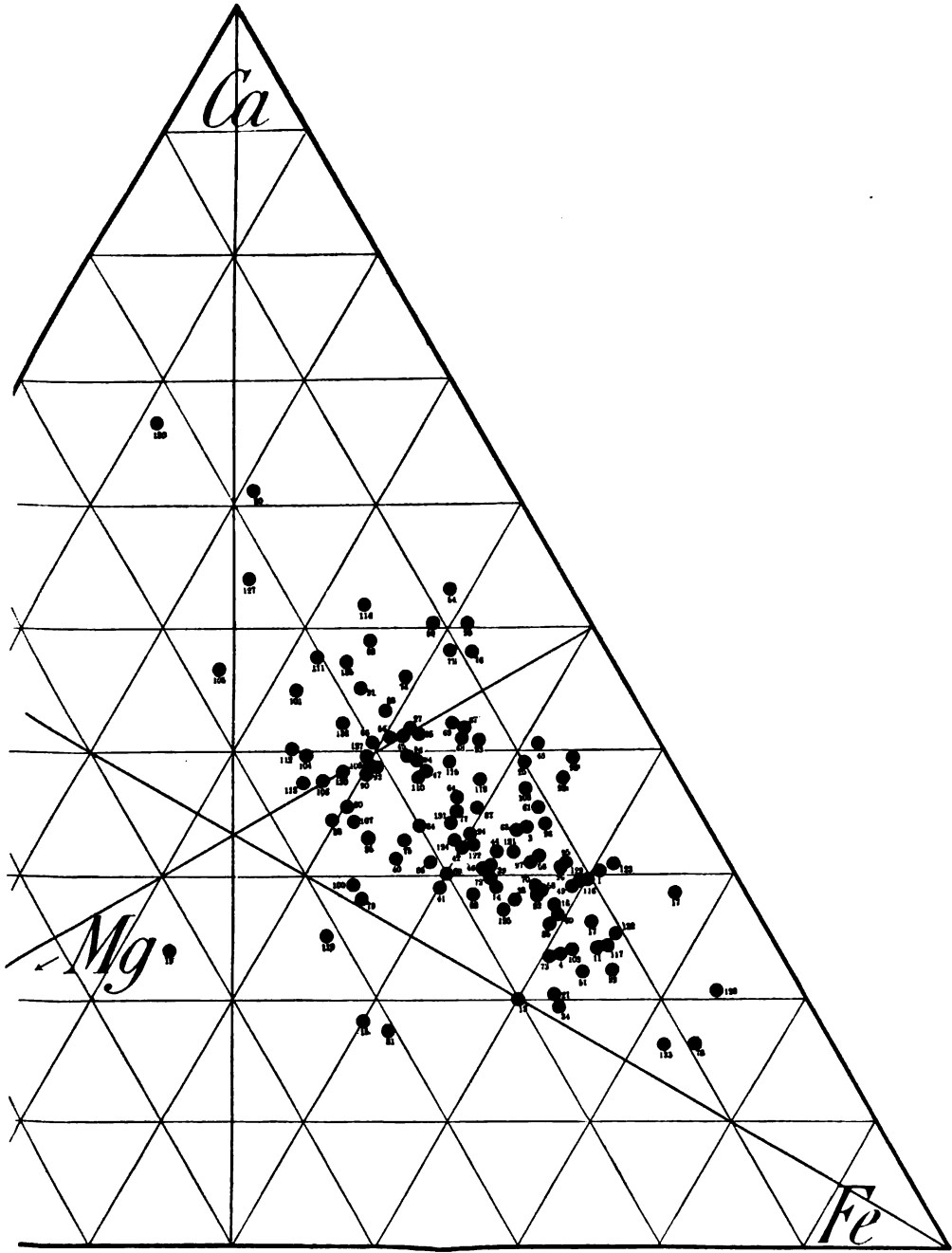




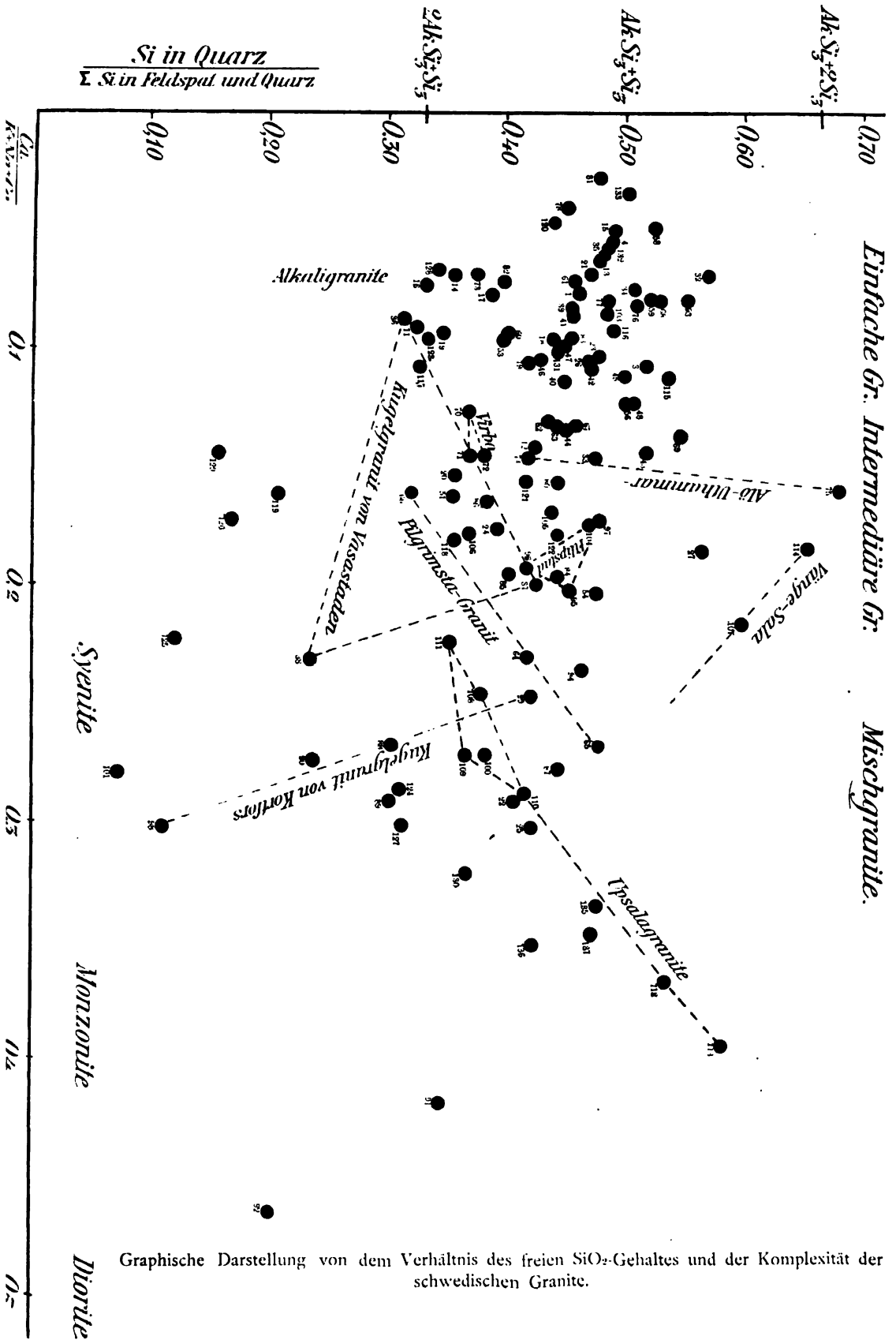
Th. Ekblom del.

Ljustryck J. Cederquist, Sthlm.





Graphische Darstellung von dem Verhältnis der Fe, Mg und Ca-Atomen der schwedischen Granite.



Graphische Darstellung von dem Verhältnis des freien SiO_2 -Gehaltes und der Komplexität der schwedischen Granite.

Granittypen II.

Feiner oder mehr unkristallisierte aber massige oder nur schwach paraulstruirt Granite.

Zusammensetzung		Zum Teil unkristallisierte oder metamorphische Granite		Unkristallisierte (protometamorphische) Granite	
Rapakiviähnliche Granite		Kataklasstrukturen		Kataklasstrukturen	
Nur wenig metamorphosiert		Kristallh. Zerfallen der Körner		Homogene kristalline Struktur	
Mikropegmatit-führende.					
Obere Grenztypus $S = 0.67$		Algergranit 75 Vängegranit 114, 115 Vängegranit ?		Roter Gneissgranit 83 Feinkörniger, gr. granit 27, 68, 69 Stachelsgranit 32, 33, 34, 35, 36, 39, 40, 41, 42 Bollnegrant 106, 105 Tunnegranit 81, 82, 83 Roter Hextögranit 83 Karlsbanngranit 23 Spöckgranit 128	
Normalgranitische Zusammensetzung $S = 0.50$		Uthmanngrenit 74 Roter Hextögranit 76 Götemarggranit 78 Hälsgränit 79, 80 Granit von Sot-norova ? Hörbgranit 70, 71, 72, 73 Granit von Sot-norova ? Pessinggranit 115		Helögranit 26 Lagergranit 182, 183 Fellingsgranit 51, 53	
Untere Grenztypus $S = 0.33$		Roter Hextögranit 77 Uthmanngrenit 74 mit 76 Götemarggranit 78 Hälsgränit 79, 80 Granit von Sot-norova ? Hörbgranit 70, 71, 72, 73 Granit von Sot-norova ? Pessinggranit 115		Solgergranit 107 Älvgranit ?	
Homogene einfache Granite, Alkalifeldspat-Quarz-Gesteine		Karlsbanngranit 24 Silbgranit ? Fellingsgranit 54 Dunkler Gneissgranit 94 Pilgerinsgranit 65, 66 Uppsälgranit 108, 111 Wassälgranit 118		Älvgranit von Sotnland 80, 90 Hörbgranit von Sotnland 88 Uppsälgranit 109, 110 Älvgranit von Sotnland 87 Fellingsgranit 112, 113 Gröner Hextögranit 91 Älvgranit von Sotnland 92	
Intermediäre Granite, Oligoklasgranite, Biotit und Hornblende-führende Granite		Obere Grenztypus $S = 0.67$		Normalgranitische Zusammensetzung $S = 0.50$	
Untere Grenztypus $S = 0.33$		Silbgranit ? Katunggranit ?		Älvgranit von Sotnland 80, 90 Hörbgranit von Sotnland 88 Uppsälgranit 109, 110 Älvgranit von Sotnland 87 Fellingsgranit 112, 113 Gröner Hextögranit 91 Älvgranit von Sotnland 92	
Komplexe Granite oder Mischgranite		Syenitartige Monzonitartige Gneissartige		Älvgranit von Sotnland 80, 90 Hörbgranit von Sotnland 88 Uppsälgranit 109, 110 Älvgranit von Sotnland 87 Fellingsgranit 112, 113 Gröner Hextögranit 91 Älvgranit von Sotnland 92	

Fig. 1. *Orthoklasmikroperthit* im Ragundagranit. Vergr. 46:1. Nic. gekr.
(Vergl. Taf. 18)

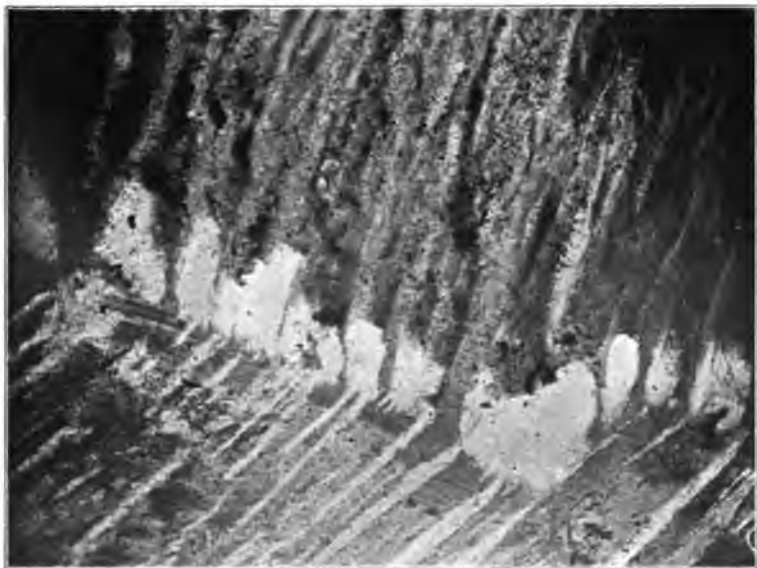


Fig. 2. Die im obigen Bild sichtbare *Zwillingsfuge* bei stärkerer (180:1) Vergrößerung. Der Perthit-Albit jedes Individuums verdrängt die Orthoklassubstanz des anderen.

Fig. 3. *Mikroklinnmikroperthit* mit nur spärlichen Plagioklasinterpositionen. Diese erscheinen als parallelgestellte helle zugespitzte Strecke. Aus dem Bohusgranit. Vergr. 110:1. Nic. gekr.



Fig. 4. *Mikroklinnmikroperthit* mit nur spärlichen Plagioklasinterpositionen. Diese erscheinen als helle, parallel verästelte Bänder. Vergr. 110:1. Nic. gekr.

Fig. 5. *Wellige Konturierung* zwischen Quarz und Mikroklin im Bohusgranit. Links unten ist das helle Quarzkorn von Albit begrenzt. Myrmekit an der unteren Kante. Vergr. 55: 1. Nic. gekr.



Fig. 6. *Fadiger Feldspat* d. h. Mikroperthit mit regelmässig parallelgestellten dünnen Lamellen von Plagioklas. Aus dem Warberggranit. Vergr. 200: 1. Nic. gekr.

Fig. 7. *Oligoklasmikroperthit*, Mikroklininterpositionen in Oligoklas. Aus dem Warberggranit. Vergr. 200: 1. Nic. gekr.

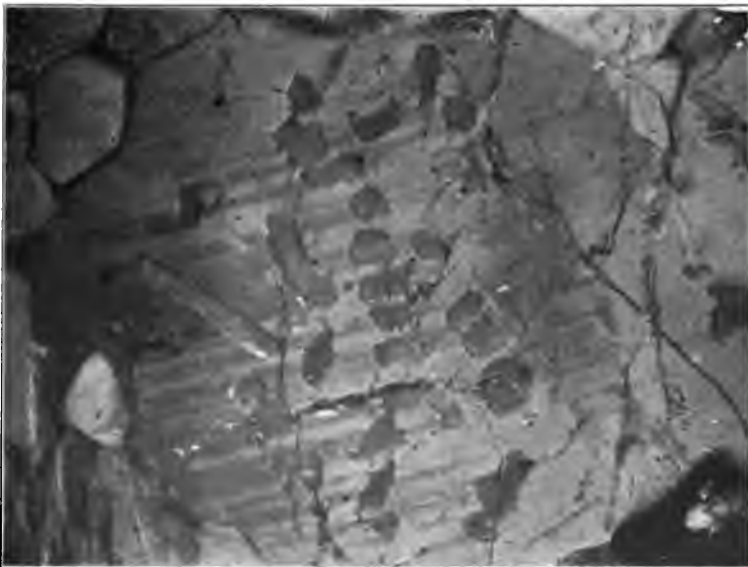


Fig. 8. *Oligoklasmikroperthit* im Warberggranit. Die Zwillingsbildung des Oligoklases ist sichtbar. Vergr. 200: 1. Nic. gekr.

Fig. 9. Schnitt (010) von einem Plagioklaskristall im Wänewikgranit. Nach diesem (tangentialen) Schnitt ist der Plagioklas von kalkreicheren (in der Fig. dunklen) Kernen und Ausfüllungen eines sauren (in der Fig. hellen) Plagioklases aufgebaut. Vergr. 47: 1. Nic. gekr.



Fig. 10. Myrmekit im Bohusgranit. Vergr. 55: 1. Nic. gekr.

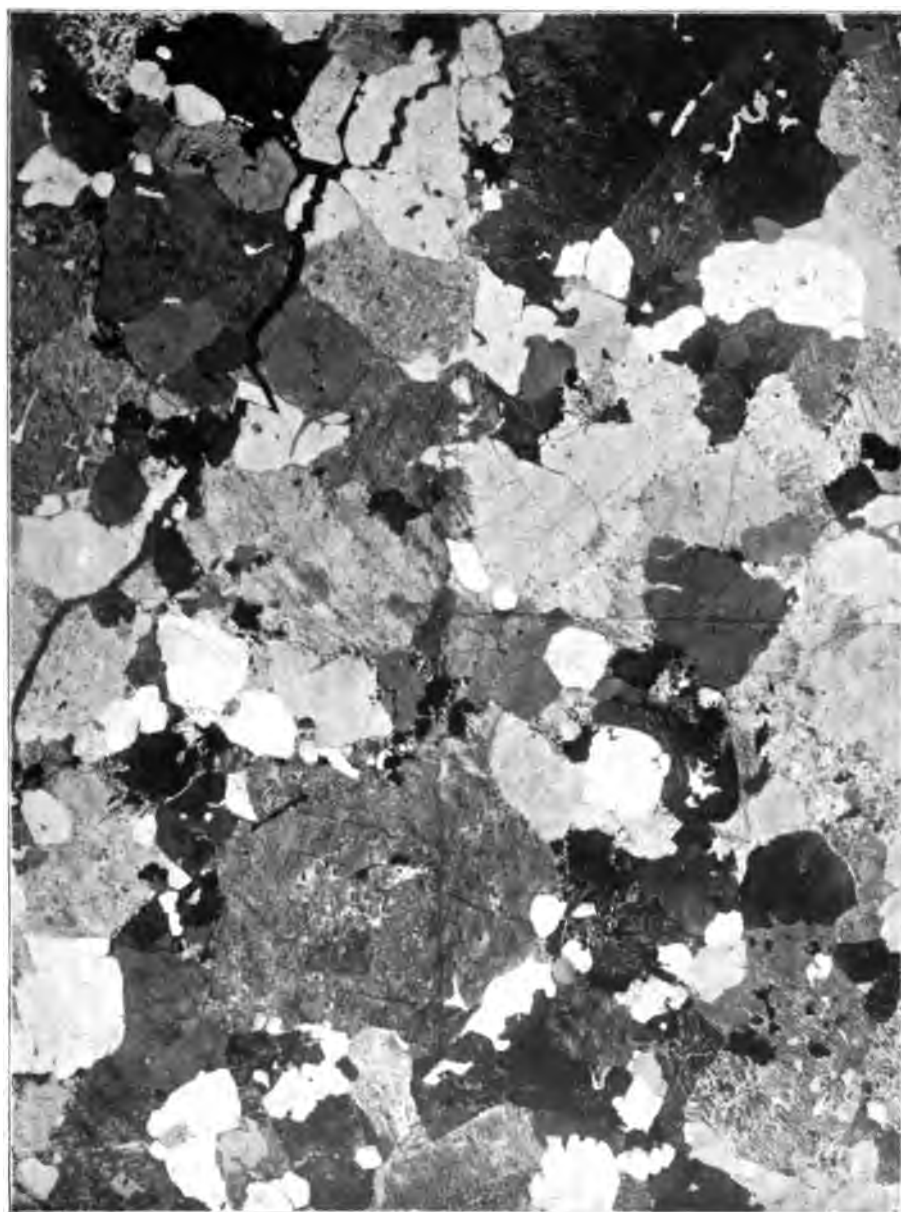


Fig. 11. *Rapakivi-granit von Ragunda*. Perthit-Quarz-Granit ohne selbständigen Plagioklas. Vergr. 5:1. Nic. gekr. (Vergl. Taf. 13).

Fig. 12. *Granit von Saivorova* in Lappland. Archaischer Perthit-Quarz-Granit.
Vergr. 6,6: 1. Nic. gekr.

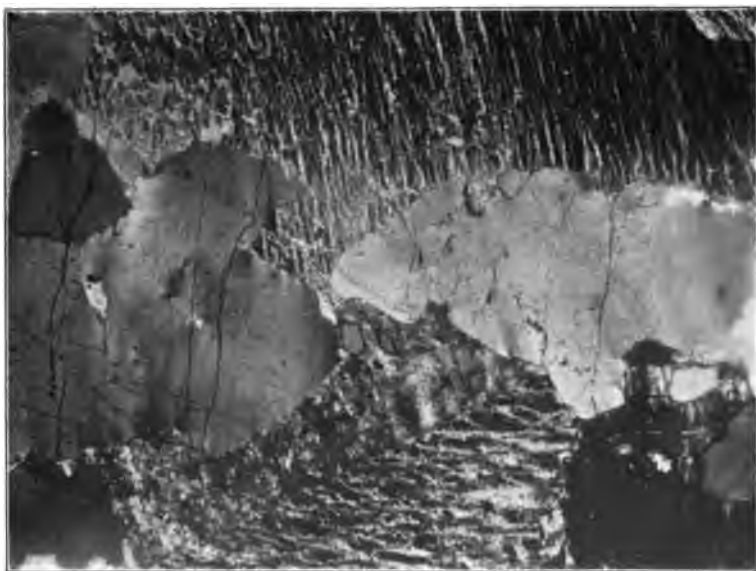


Fig. 13. Derselbe bei stärkerer Vergrößerung (51,4: 1). Zeigt die schwache
Deformation des Quarzes und die Perthitstruktur des Feldspats. Nic. gekr.

Fig. 14. *Perthit-Quarzgranit* von Saivorova, durch die regionale Metamorphose stark angegriffen. Mörtelstruktur. Vergr. 13:1. Nic. gekr.

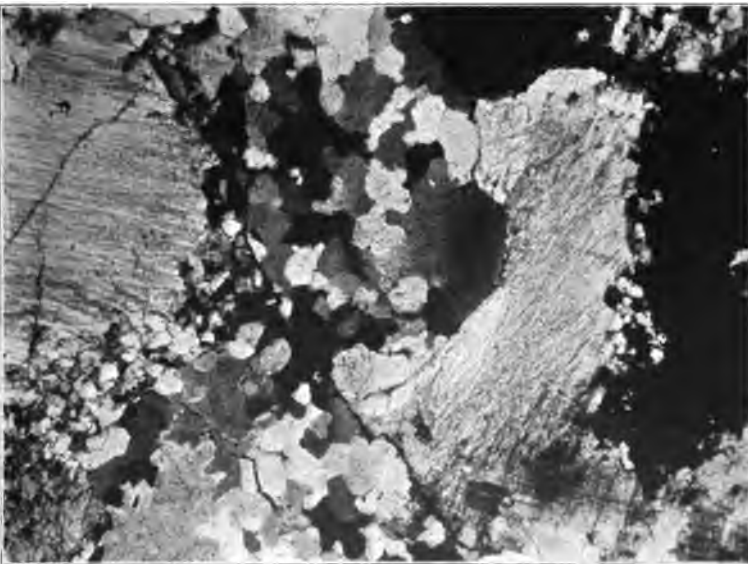
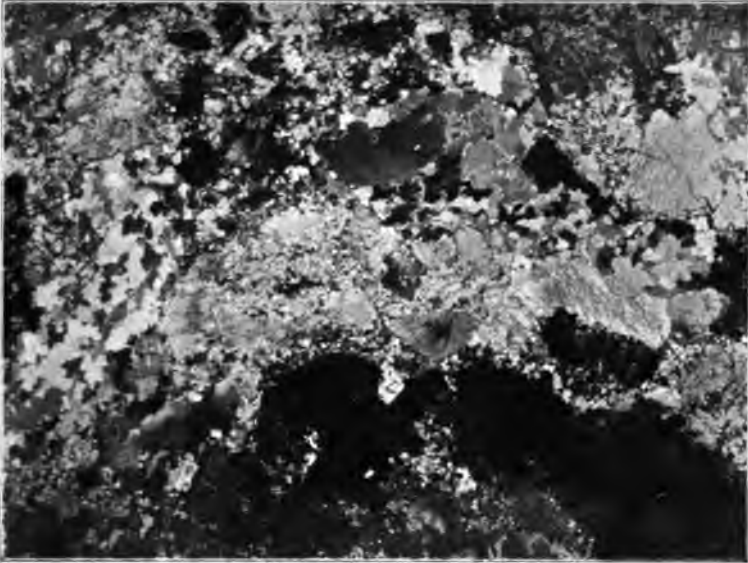


Fig. 15. Derselbe bei stärkerer Vergrößerung (51,4:1.) Die ursprüngliche Perthitstruktur und das idiomorphe Verhalten des Quarzes tritt noch deutlich zum Vorschein. Nic. gekr.

Fig. 16. *Heller Hochgebirgsgranit* von Graddis, Saltdalen, Nordland, Norwegen. Östlicher, kataklastischer Typus. Vergr. 26: 1. Nic. gekr.

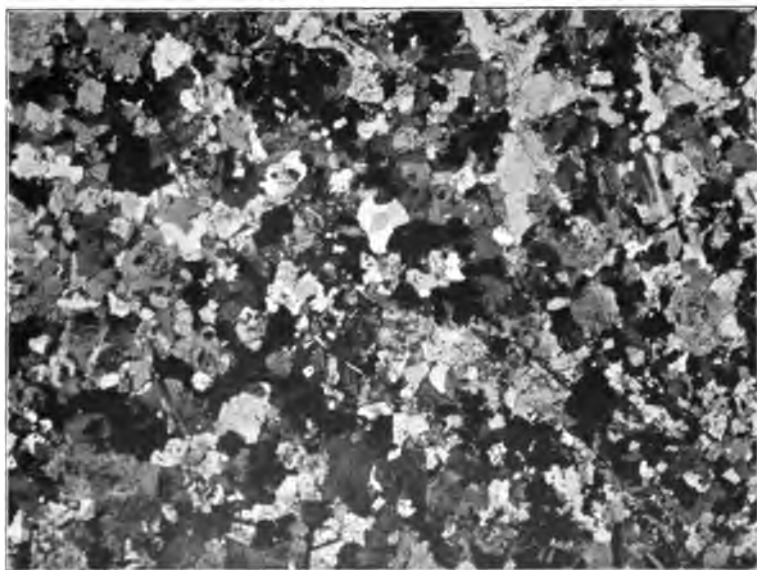
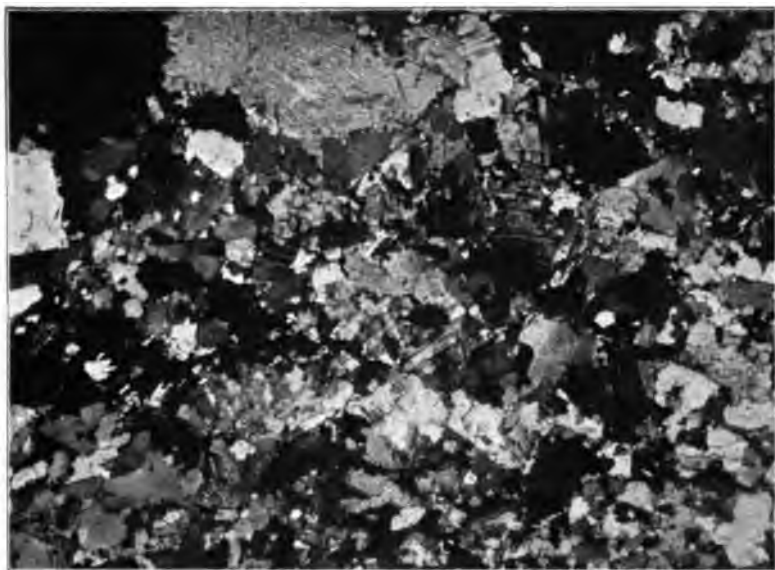


Fig. 17. *Heller Hochgebirgsgranit* von Hopen, Salten, Norwegen. Vergr. 75: 1. Nic. gekr.

Fig. 18. *Heller Hochgebirgsgranit*, westlicher hochmetamorphosierter Typus. Miswaer, Salten, Norwegen. Vergr. 26: 1. Nic. gekr.

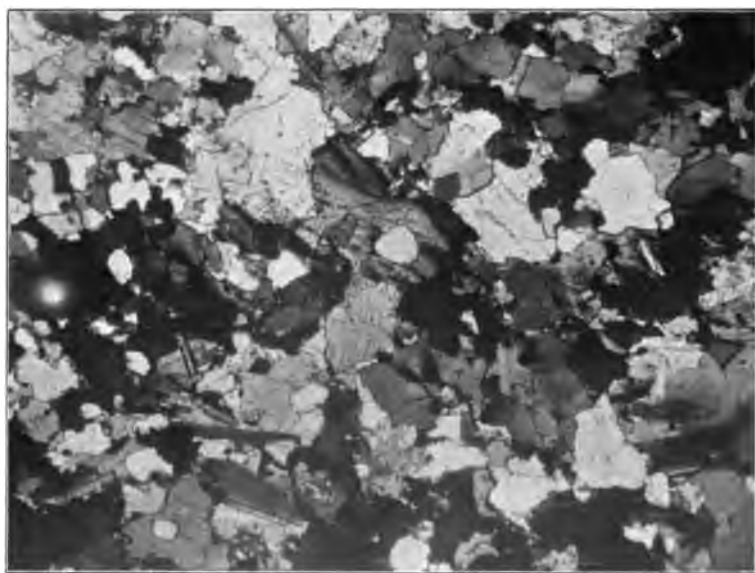
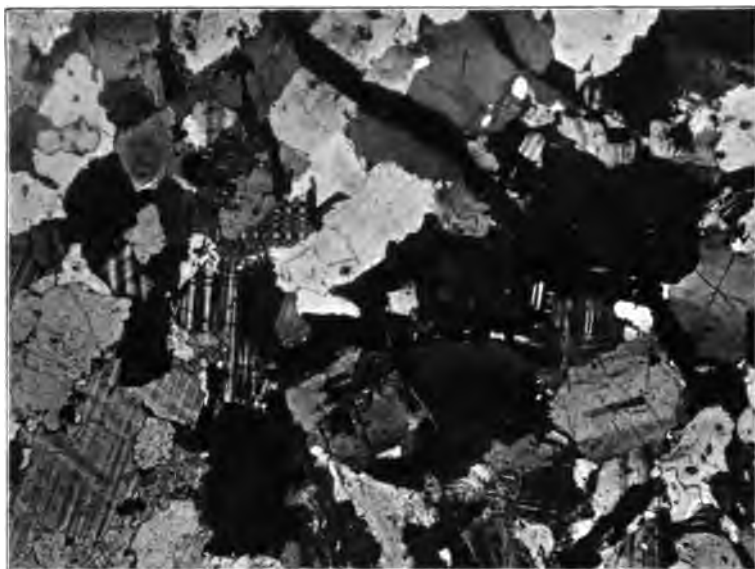


Fig. 19. *Heller Hochgebirgsgranit*, westlicher, hochmetamorphischer Typus. Bodö, Norwegen. Vergr. 26: 1. Nic. gekr.

Fig. 20. *Stockholmgranit* von Wasastaden, Stockholm. Kataklastischer Typus. Vergr. 7,5:1. Nic. gekr.

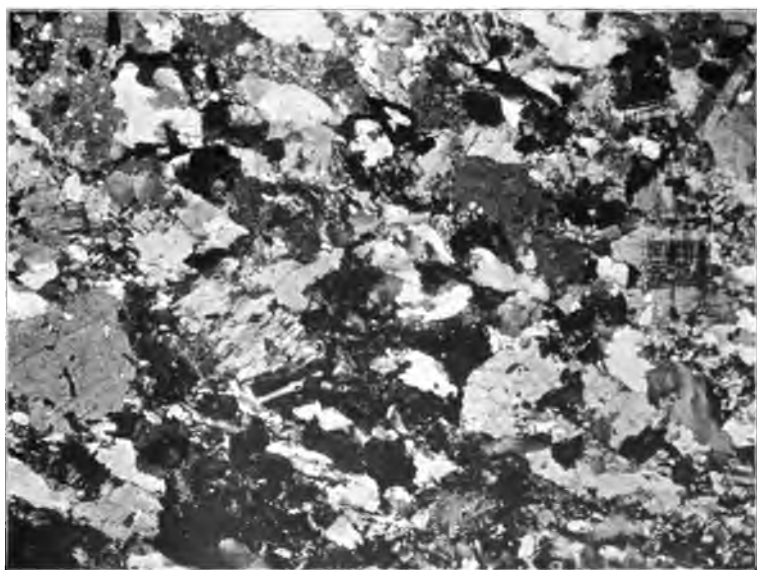
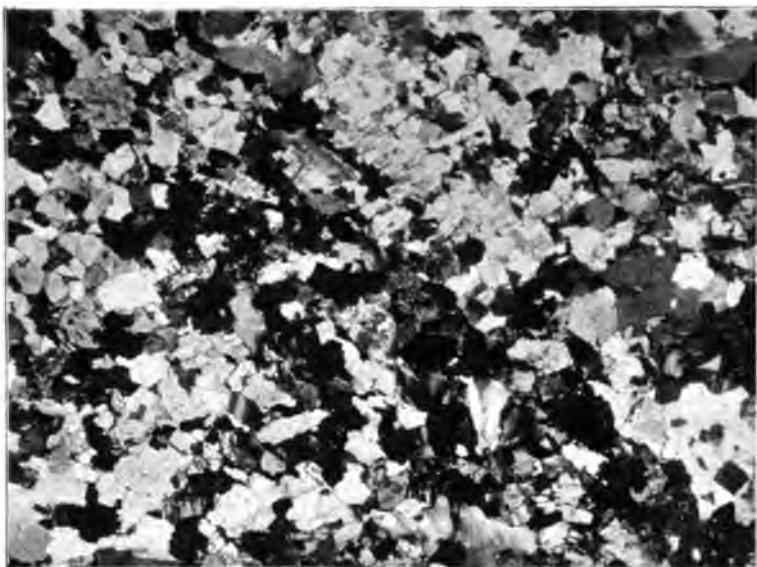


Fig. 21. *Stockholmgranit* von Nälje. Kataklastischer Typus. Vergr. 7,5:1. Nic. gekr.

Fig. 22. *Bohusgranit* von Högsått, unkristallisierter (protometamorphischer) Typus. Vergr. 6,5: 1. Nic. gekr.

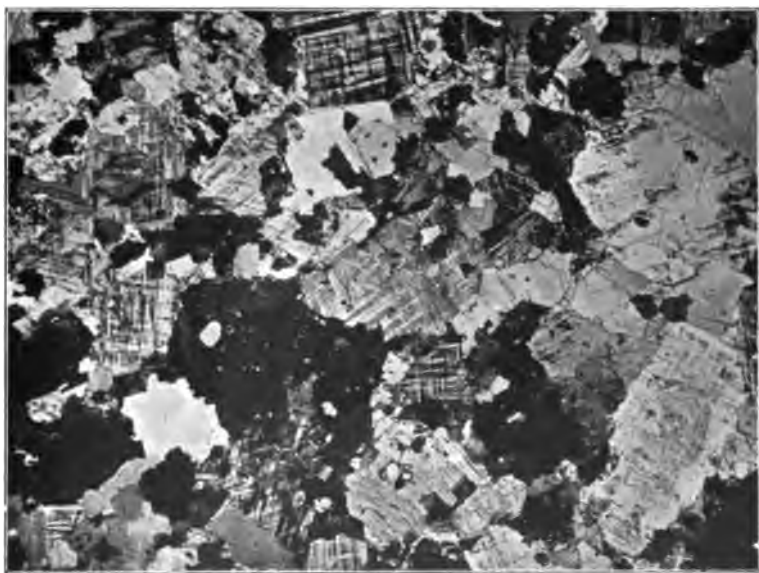
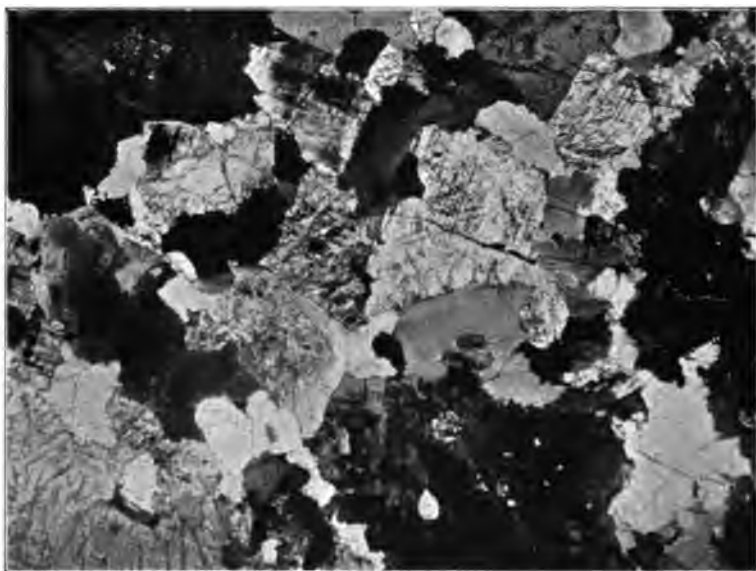


Fig. 23. *Bohusgranit* von Krokstrand, unkristallisierter (protometamorphischer) Typus. Vergr. 6,0: 1. Nic. gekr.

Fig. 24. *Stockholmgranit* von Alby. Vergr. 7,5:1. Nic. gekr.

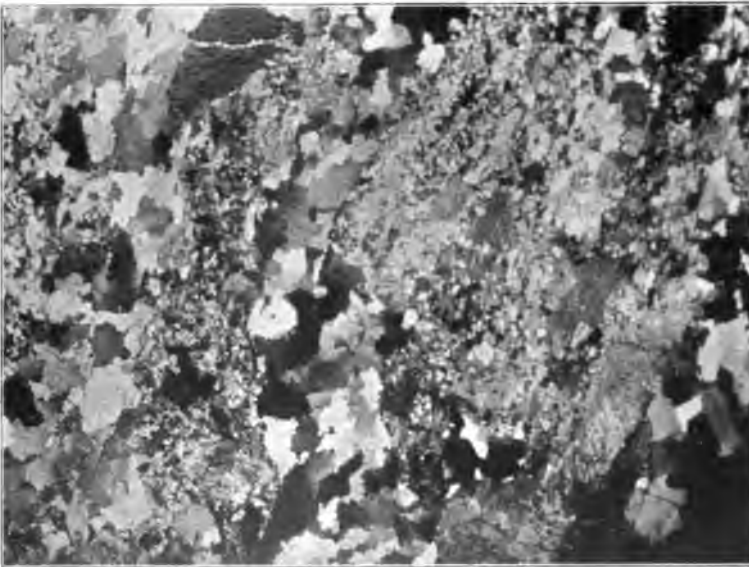
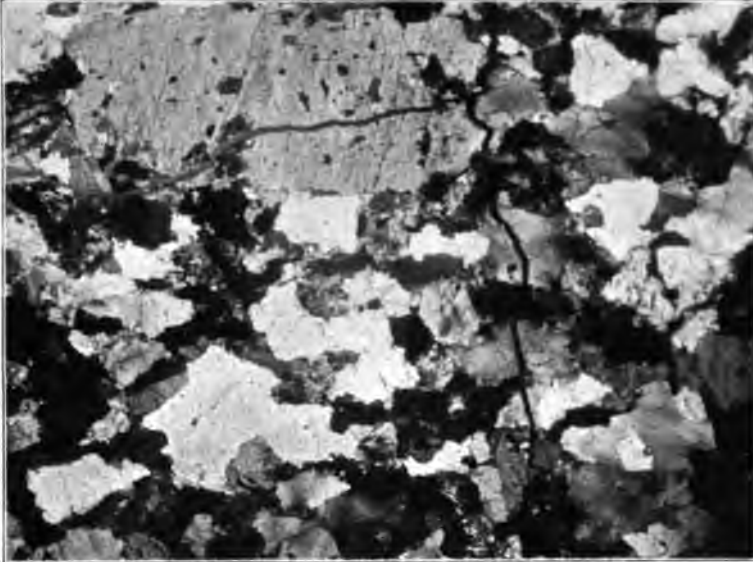


Fig. 25. *Slirudgranit*, stark metamorphischer aber inhomogen struierter Perthit-Quarzgranit. Die Feldspate sind feingranuliert und der Quarz ist auch in kleine Körner zerfallen. Vergr. 7,5:1. Nic. gekr.

Fig. 26. *Warberggranit*. Einfache Konturierung der Körner, »Järngneis«-Struktur. Vergr. 200: 1. Nic. gekr.

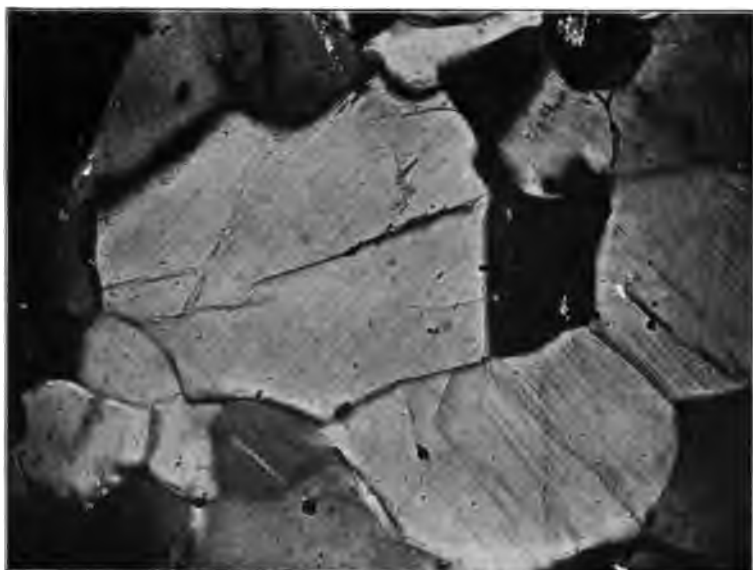


Fig. 27. Roter Ganggranit aus den stark metamorphen Regionen des Grundgebirges bei Göteborg. Umkristallisierter massiger (protometamorphischer) Granittypus. Vergr. 20: 1. Nic. gekr.

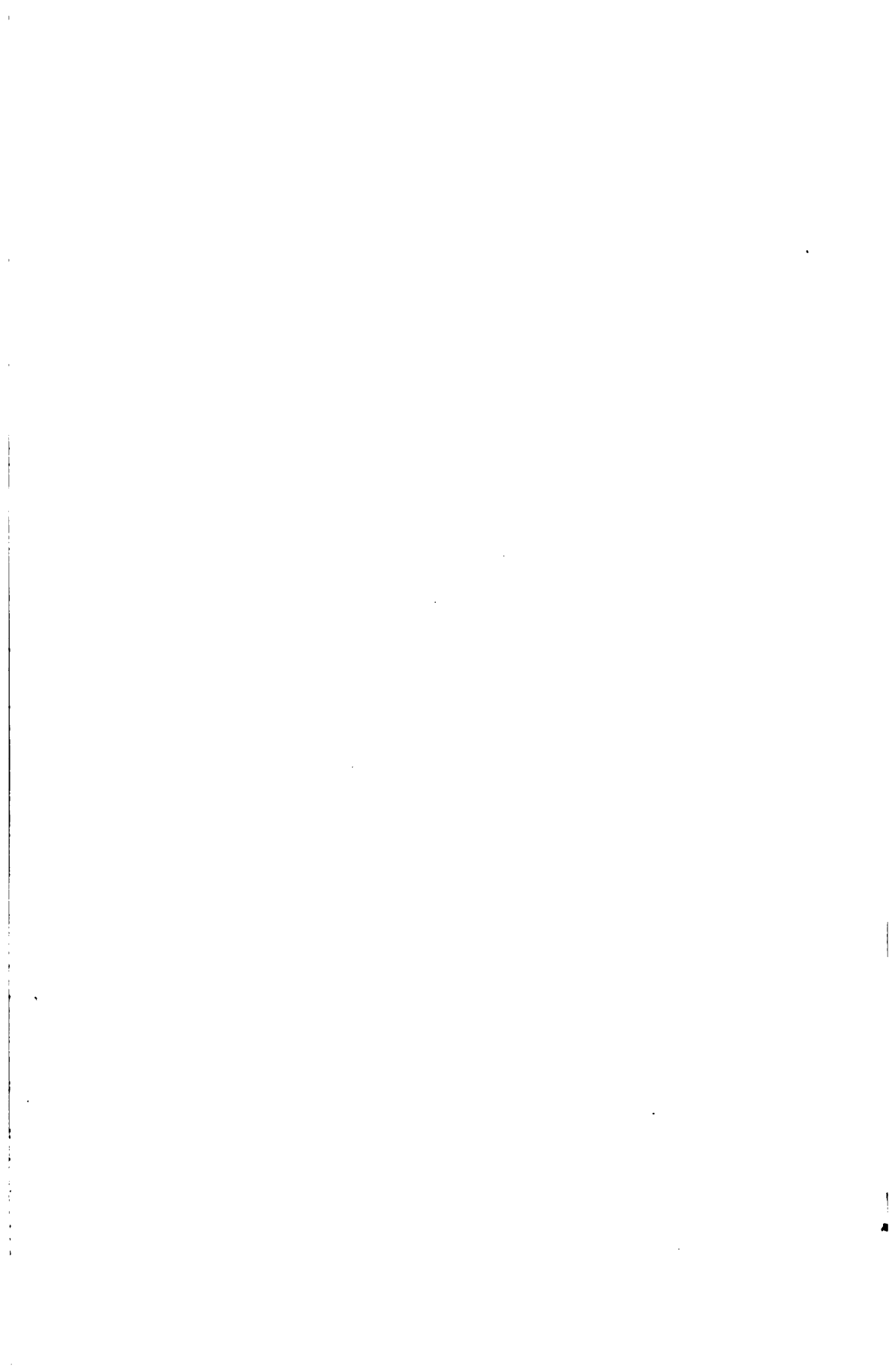


Fig. 28. »*Järngneis*», metamorphischer Granit von Dalby, Schonen. Vergr. 26: 1. Nic. gekr.

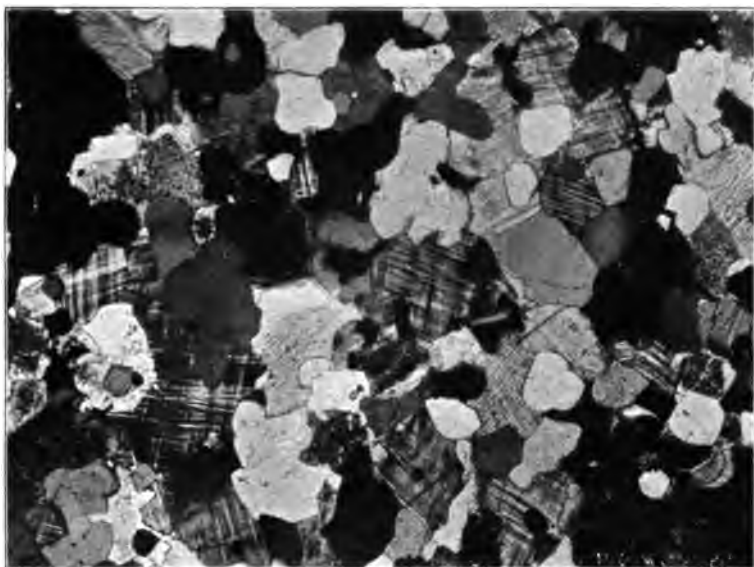


Fig. 29. »*Järngneis*» von St. Olof, Skåne Vergr. 15: 1. Nic. gekr.

Fig. 30. *Bokusgranit* von Dyne. Vergr. $2\frac{1}{2}$:1. Nic. gekr.

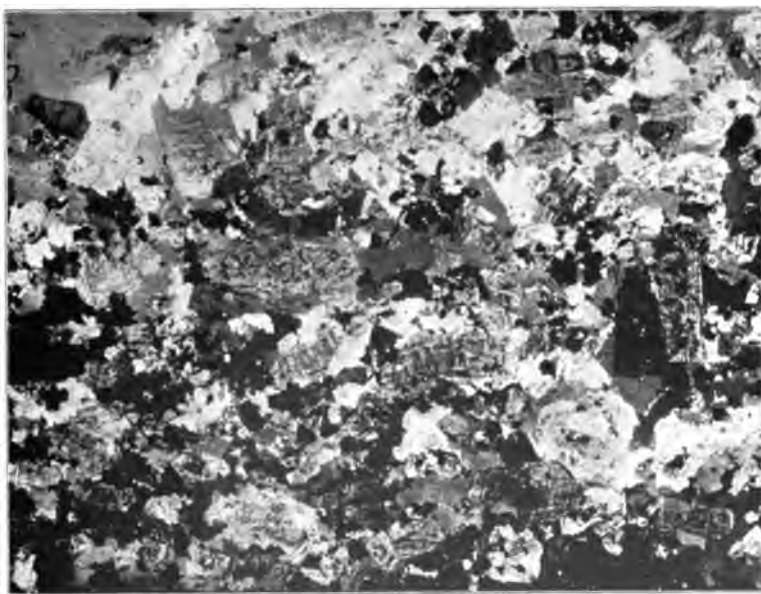
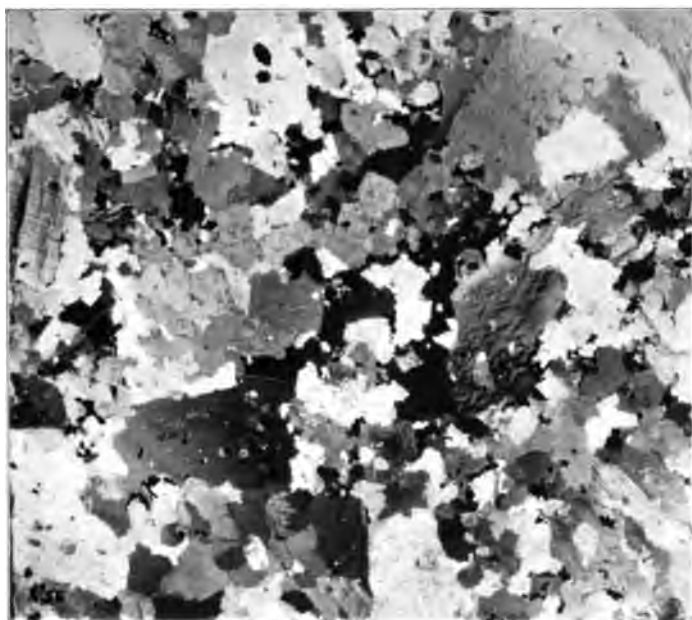


Fig. 31. *Bokusgranit* von Fredrikshald. Vergr. $2\frac{1}{4}$:1. Nic. gekr.

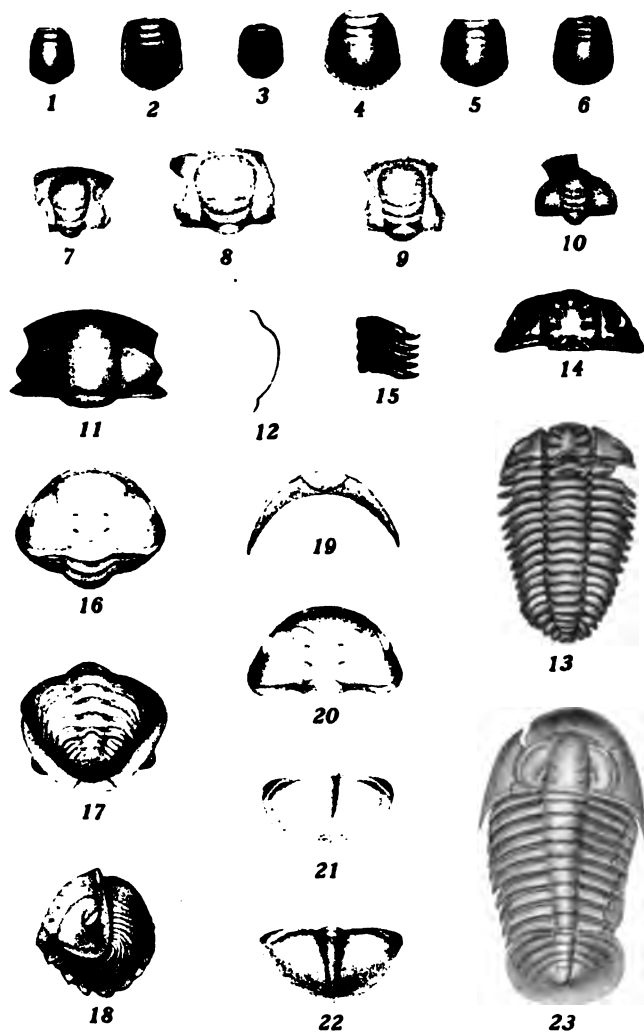


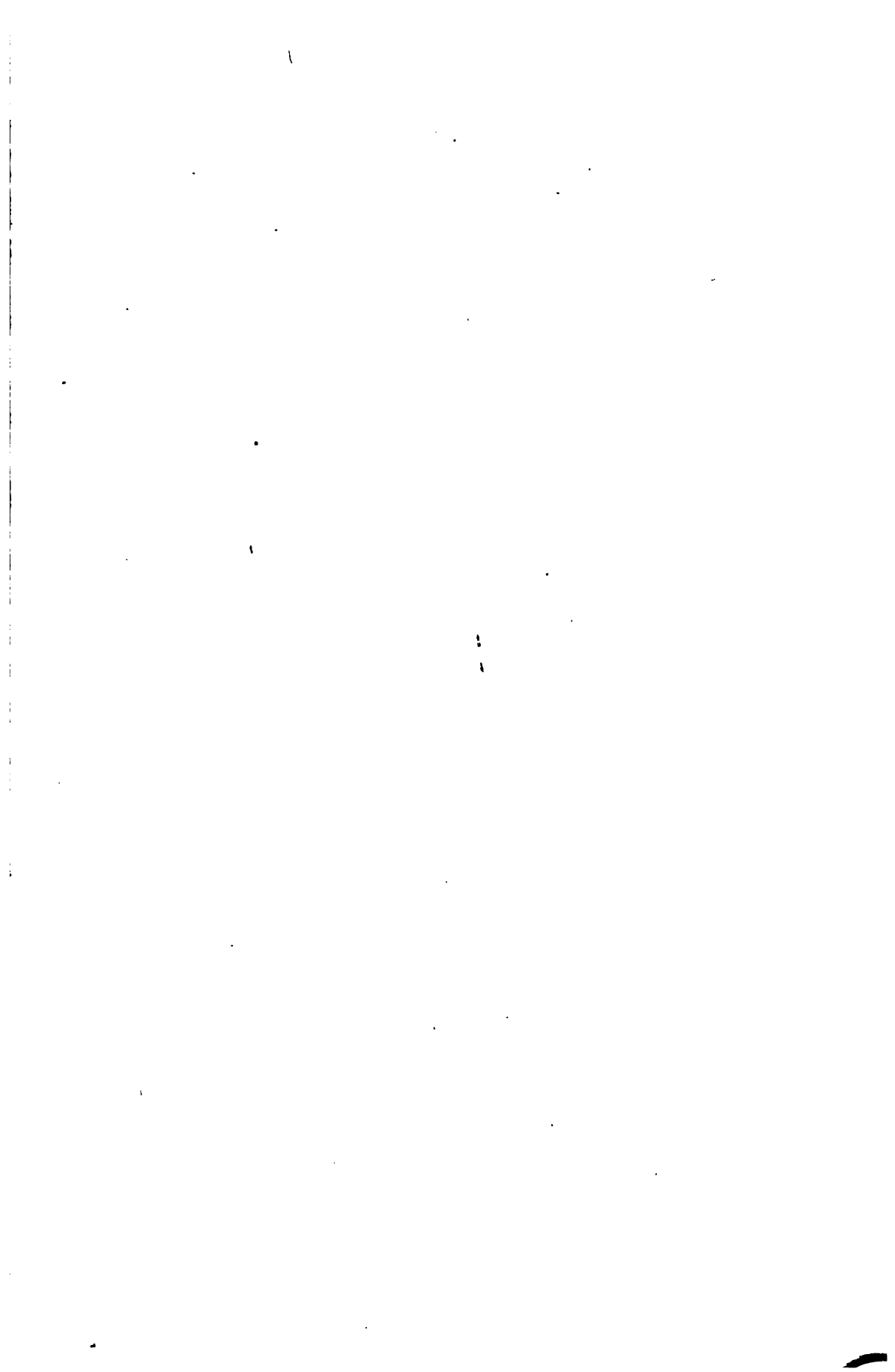
Fig. 1—12, 16—23 Märta Erlandsson del.

Fig. 13—15 Sigrid Ohlsson del.

Lichtdruck von Chr. Westphal, Stockholm.



Ljustryck. J. Cederquist, Stihlm.





Upsala Geological Institution.
Bulletin.
V. 7., 1904-05.

DATE DUE

BORROWER'S NAME

[illegible]

A. _____